234 P

ANUARUL INSTITUTULUI GEOLOGIC AL ROMÂNIEI

VOLUMUL XIX

ANNUAIRE DE L'INSTITUT GÉOLOGIQUE DE ROUMANIE

TOME XIX

MONITORUL OFICIAL ŞI IMPRIMERIILE STATULUI
IMPRIMERIA NAŢIONALĂ
BUCUREŞTI
1938

Institutul Geologic al României

Institutul Geologic al României

02348

ANUARUL INSTITUTULUI GEOLOGIC AL ROMÂNIEI

VOLUMUL XIX

ANNUAIRE DE L'INSTITUT GÉOLOGIQUE DE ROUMANIE

TOME XIX

MONITORUL OFICIAL ŞI IMPRIMERIILE STATULUI
IMPRIMERIA NAŢIONALĂ
BUCUREŞTI
1938

Institutul Geologic al României

CUPRINSUL - CONTENU

	Pagina Page
N. N. MOROŞAN. Le Pléistocène et le Paléolithique de la Roumanie du Nord-Est (les dépôts géologiques, leur faune, flore et produits d'industrie . .	1
TH. KRÄUTNER. Das kristalline Massiv von Rodna (Ost-karpathen)	161
A. VANCEA. Contributions à l'étude géologique de la Formation à gaz de la Cuvette Transylvaine	293
S. GILLET. Les Limnocardiidés de quelques gisements du Sarmatien roumain . .	323
M. SAVUL. La bordure Est des Monts Călimani	361
E. JEKELIUS. Das Gebirge von Braşov	379
P. KELTERBORN u. A. STRECKEISEN. Pliozäne Andesittuffe am Aussenrand der rumänischen Karpathen	409

Institutul Geologic al României

PERSONALUL INSTITUTULUI GEOLOGIC AL ROMÂNIEI

Membru de onoare: Drăghiceanu M. M., inginer de Mine.

Director: Macovei G., profesor la Școala Politehnică.
Subdirector: Preda D. M., conferențiar universitar.

I. SERVICIUL GEOLOGIC

Secția de geologie

Cantuniari Șt., geolog șef cl. I.
Jekelius E., geolog șef cl. II.
Ștefănescu D., geolog șef cl. III
Kräutner Th., geolog șef cl. III.
Murgeanu Gh., geolog șef cl. III.
Codarcea Al., geolog cl. I.
Paucă M., geolog cl. II.
Olteanu C., geolog cl. II.
Ilie M., geolog cl. III.
Giușcă D., geolog cl. III
Ghika-Budești Șt., geolog cl. III.
Petrulian N., ing. ord. cl. I.
Arabu N., geolog asistent.
Dumitrescu I., geolog asistent.
Jojea T., geolog asistent.
Cernea G., geolog asistent.

Secția de geologie economică și secția de prospecțiuni

Ștefănescu S. S., inginer șef cl. II.
Socolescu M., inginer șef cl. II.
Bărbat Th., inginer ord. cl. I.

Institutul Geologic al României

HOLLY M., ing. ord. cl. III.
STOENESCU Sc., ing. ord. cl. III.
DUMITRU S., conductor tehnic minier.

Biroul Cartografic

WAHNIG F., cartograf șef.
HAGIU A., desenator cartograf.
STOIAN O., desenator cartograf.
PETRESCU I., desenator.
POLONIC P., desenator.
ȚOIU D., litograf.
BOLTRES P., fotograf.

Biblioteca

CERNESCU MARIA, bibliotecar.

II. SERVICIUL AGROGEOLOGIC

ENCULESCU P., geolog șef cl. I.
PROTOPOPESCU-PACHE E., geolog șef cl. II.
CERNESCU N., chimist cl. I.
POPOVĂȚ M., geolog cl. III.
POPEA FLORICA, chimist asistent.

III. SERVICIUL LABORATORULUI DE CHIMIE

CASIMIR E., chimist șef cl. I.
ZAMFIRESCU L. ELIZA, chimist șef cl. III.
CREANGĂ C., chimist șef cl. III.
PETRESCU P., chimist cl. I.
POPESCU ALEXANDRINA, chimist cl. III.
DIMITRIU M., chimist cl. II.
FILIPESCU M., chimist asistent.
BĂLĂNESCU SANDA, chimist asistent.

IV. SERVICIUL ADMINISTRATIV

Secretariat

IONESCU D. S., șef de secție cl. I.
NASTEA CHR., șef de secție cl. II.
CUJBĂ ELENA, translatoare.
ȚURCU ANA, dactilografă.

Institutul Geologic al României

Intendența

POPOVICI ȘT., șef birou cl. II.

Atelierul mecanic și de tâmplărie

NEGULESCU I., mecanic cl. II.
STAN C., preparator cl. II.
DRĂGHICI ȘT., mecanic cl. IV.
ȚOPAN I., laborant cl. III.
IORDACHE N., șofeur.
POP GR., tâmplar.

Atelierul de secțiuni subțiri

SOVATI P., preparator cl. I.
ENEDI M., laborant cl. I.

Preparatori și laboranți

VOICU D., preparator cl. I.
ILIESCU C., preparator cl. I.
POTOR G., laborant cl. II.
MAREȘ I., laborant cl. II.
VECSERDI P., laborant cl. II.
BARDAȘ D., laborant cl. III.
BARBONEA D., laborant cl. III.
IORDAN AL., grădinar.
MURARIU D., laborant cl. III.
TURC A., laborant cl. III.
FLOREA D., laborant cl. III.
MOLNAR E., laborant cl. III.

GEOLOGI COLABORATORI

SAIDEL T., profesor, Acad. de înalte studii agronomice.
VOITEȘTI I. P., profesor de Geologie, Univ. București.
ATANASIU I., profesor de Geologie și Paleontologie, Univ. Iași.
SAVUL M., profesor de Mineralogie și Petrografie, Univ. Iași.
ATANASIU G., profesor, Univ. Cernăuți.
BĂNCILĂ I., șef de lucrări, Lab. de Geologie, Univ. București.

Institutul Geologic al României

MANOLESCU GH., asistent, Lab. de Mineralogie, Şc. Politehnică, Buc.
MACAROVICI N., asistent, Lab. de Geologie şi Paleontologie, Univ. Iaşi.
MOROŞAN N., profesor de liceu, Chişinău.
NICHITA O., asistent, Lab. de Mineralogie şi Petrografie, Univ. Iaşi.
HRISTESCU E., preparator, Lab. de Geologie, Univ. Bucureşti.
CHELĂRESCU A., asistent, Lab. de Mineralogie şi Petrografie, Univ. Iaşi.
BARBU I. Z., asistent, Lab. de Paleontologie, Univ. Bucureşti.
ONCESCU N., asistent, Lab. de Geologie, Univ. Bucureşti.

Institutul Geologic al României



RADU PASCU

Institutul Geologic al României

RADU PASCU

(1858 — 1937)

Născut la 10 Octomvrie 1858, în Brașov, inginerul inspector general Radu Pascu primește odihna vecinică la 26 Martie 1937, în primăvara celui de al 79 an.

Cumplita suferință dinaintea sfârșitului, nu a putut învinge dragostea lui de viață până în ultimul moment. Dorea să mai trăiască și avea tot dreptul să se bucure de bătrânețe lungă și frumoasă, așa cum și-o pregătise prin viața lui curată și activă, închinată familiei și propășirii țării lui dragi.

Ingineria de mine a învățat-o Radu Pascu la Academia de Mine din Leoben, școală cu renume mondial, care a dat mineritului românesc multe elemente valoroase.

Diplomat al acestei școale, el intră în serviciul Statului în Mai 1885, în Ministerul Agriculturii, Industriei, Comerțului și Domeniilor, unde activează în Serviciul Industriei și Minelor, urcând repede treptele ierarhiei și răspunderii funcționărești până în 1906.

In acest an se înființează Institutul Geologic al țării, sub direcția Prof. Mrazec. In mănunchiul ales de colaboratori, în parte foști membri ai Serviciului Geologic din Direcția Minelor, intră și Pascu, cu gradul de inginer-șef cl. II. In institut el înaintează până la ultimul grad de inginer inspector general cl. I, cu care la 1 Martie 1929 este pensionat. El rămâne însă membru colaborator al Institutului.

In mineritul românesc, inginerul Radu Pascu a cucerit definitiv un loc de frunte, atât ca slujitor destoinic, corect și neobosit al Statului, cât și ca cercetător cu competență și autoritate.

Iscoditor neastâmpărat al pământului și îndrăgostit de arta mineritului, el cutreeră Dobrogea peste tot și izbândește să descopere aproape toate ivirile de minereuri din această provincie.

Convins de însemnătatea prospecției geologice pentru lucrările de explorare minieră, el caută dela început colaborarea geologilor, spre a deveni mai târziu însuși un bun geolog.

Cercetările sale miniere în Dobrogea, le începe în 1894, în același timp cu studiile geologice ale prof. Mrazec și Murgoci sprijinite de ministrul Petre Carp, care din 1893 hotărîse astfel de studii, dând și fondurile necesare.

Institutul Geologic al României

Ca urmare, în 1896 îl găsim colaborator al prof. MRAZEC la un studiu geologic asupra regiunii Ortakioi (Jud. Tulcea). In această lucrare se stabilesc relațiile stratigrafice și tectonice dintre grupul paleozoic, inclusiv seria « de Carapelit » atunci caracterizată, grupul mesozoic și masivele eruptive ce le străbat în acest ținut.

Lui RADU PASCU îi revine marele merit de a fi descoperit zăcămintele cuprifere dela Altântepe (Jud. Tulcea), prin prospecțiunile sale începute în 1897. In anul următor Ing. E. BAUM obține aci un permis de explorare. Concesiunea trece apoi asupra lui E. WOLFF, care execută lucrările de explorare în adâncime, sub direcțiunea ing. PASCU, asistat de ing. VOVU.

In 1904 apare « Studii geologice și miniere în jud. Tulcea », cu o hartă geologică și profile în care PASCU după o scurtă descriere geologică introductivă, se ocupă de aproape de minereurile de fer și cupru ivite în diferite locuri din Dobrogea: Losova, Geaferca și Coslug, Dealul Carapelit, Amzalar, Kiutucluc, Altântepe, precum și de câteva cariere.

Această lucrare a fost imprimată și în limba germană, în 1908, de către « Beiträge zur Paläontologie ung Geologie Oesterreich-Ungarns und des Orients » Bd. XX . Wien, în redacția prezentată încă din 1903.

Rezultatele încununate de succes obținute în Altântepe, se găsesc expuse în mai multe rapoarte, memorii și articole, publicate între 1903—1916, și în special în monografia sa din 1914, imprimată în 1918.

Dela intrarea în Institutul Geologic, activitatea lui RADU PASCU se încadrează în programul de lucrări al acestei instituțiuni. Regimul științific întronat în institut de ilustrul său ctitor prof. MRAZEC, sub auspiciile unei prietenii cordiale, are o influență determinantă și asupra lucrărilor lui următoare.

Din această a doua parte a activității sale, datează între altele, câteva comunicări geologice importante, efectuate între 1909—1911, privitoare la formațiile vechi dobrogene: răspândirea Șisturilor Verzi, a Jurasicului, a Neocretacicului, precum și asupra prezenței Pliocenului (Dacianul) și asupra Lacului Techirghiol (jud. Constanța).

Din 1911 apar date relative la cercetările sale geologice-miniere asupra minereurilor de fer și mangan din NW Moldovei. Acestea se văd consemnate în raportul preliminar către Inst. Geologic din 1912 și apoi *in extenso* în lucrarea sa publicată în 1926, în Anuarul Institutului Geologic al României (Vol. XI).

Seria lucrărilor sale se încheie cu studiul carierielor din România, neisprăvit, din care Institutul Geologic a publicat între 1927—1932 un număr de 11 fascicole, cu informații prețioase asupra carierelor din Dobrogea și din 16 județe din Ardeal.

Pe lângă aptitudinele sale de cercetător neobosit, inginerul PASCU era dăruit și cu însușiri sufletești deosebite și cu patriotismul aprins al fraților noștri ardeleni.

Institutul Geologic al României

De aceea vestea sfârșitului său a îndurerat profund pe toții membrii Institutului Geologic; căci dispariția lui a însemnat nu numai încetarea unei colaborări prețioase, dar și pierderea unui prieten bun și drag. Lealitatea și căldura prieteniei lui pentru toți colegii, făceau să dispară diferența de vârstă și ierarhie. Retragerea lui la Brașov a fost adânc resimțită, vizitele lui la institut ca și ale colegilor la Brașov erau dorite și revederile se sărbătoreau în cea mai entuziastă înfrățire.

In șirul membrilor săi fondatori dispăruți: MURGOCI, TĂNĂSESCU, POPOVICI-HATZEG, care prin activitatea lor și prin valoarea operilor lor au cucerit pentru vecie locurile de frunte în istoria geologiei și mineritului românesc, Institutul Geologic înscrie cu pioasă recunoștință încă un nume scump: al inginerului inspector general RADU PASCU.

ȘT. CANTUNIARI

LUCRĂRILE LUI RADU PASCU

1. PASCU RADU et MRAZEC L. Note sur la structure géologique des environs du village d'Ortakioi (Distr. Tulcea, Arr. Babadag). *Bul. Soc. Științe Fisice*, București. An. V. 1896, pag. 285.
2. — PASCU RADU. Geologische Studien über Erzlagerstätten im Bezirk Tulcea (Dobrogea).
 București 1903. *Beitr. Pal. u. Geol. Österr. Ung. u. d. Orients.* Wien, 1908.
3. — Studii geologice și miniere în jud. Tulcea. (Cu o hartă geol. 1 200.000 și profile). București 1904.
4. — Zăcământul de minereuri din Altân-Tepe, jud. Tulcea, Dobrogea. *Mon. Petr. Rom.* Vol. VIII, 1907, pag. 483. București 1907.
5. — Zăcămintele de cupru din Dobrogea. *An. Inst. Geol. Rom.* Vol. I. *Rap. activ.* 1906—7, pag. LV. București, 1908.
6. BUȚUREANU V. REINHARD M. și ATANASIU S. Minerale, roce utile, ape minerale, etc. din România (avec texte français). *Revue du Pétrole.* Vol. I. Nr. 9, pag. 306. București 1908.
7. PASCU RADU. Industria Minieră din România în 1907. IV. Minele de cupru, etc. (avec texte français). *Revue du Pétrole.* Vol. I. Nr. 12, pag. 386. București 1908.
8. — Geologie der Region Altân-Tepe (Dobrudja, Rumänien). *Revue du Pétrole.* Vol. III, 1909. Nr. 6, pag. 104. București 1909.
9. — Răspândirea Șisturilor Verzi, a Jurasicului și a Neocretacicului în Dobrogea. *An. Inst. Geol. Rom.* Vol. III, f. 2, 1909, pag. 395. București 1910.
10. — Asupra prezenței Pliocenului în Dobrogea.
 Über das Vorkommen des Pliocän (Dacische Stufe) in der Dobrogea. *An. Inst. Geol. Rom.* Vol. III, f. 2, 1909, pag. 400. București 1910.
11. — Cercetări preliminare asupra Lacului Techirghiol (jud. Constanța). (Cu un plan și o planșă cu profile). *An. Inst. Geol. Rom.* Vol. IV, f. 1, 1910, pag. 63. București 1911.
11. — Vorläufiger Bericht über den Tekirghiolsee, Distr. Constantza (Dobrogea). *id.* pag. 77.
12. — Studii geologice și miniere în Dobrogea. *Rap. activ. Inst. Geol. Rom.* în 1908—9, pag. LXIV. București 1913.

Institutul Geologic al României

13. PASCU RADU. Cercetări geologice în jud. Constanța, foile seria XIII, col. M. seria XIV. col. M și N. 1 100.000 și Lacul Techirghiol. *Rap. activ. Inst. Geol. Rom.* în 1910, pag. XII. București 1914.

14. — 1. Cercetări geologice în Dobrogea, foile ser. XIII și XIV col. N. 1 100.000. 2. Despre ivirile de zăcăminte de minereuri din jud. Suceava. *Rap. activ. Inst. Geol. Rom.* în 1911, pag. XIV. București 1914.

15. — Mina Altân-Tepe (Dobrogea). *D. de s. ale șed. Inst. Geol. Rom.* Vol. V. (1913—14), pag. 66. București 1916.
id. dans l'édition française pag. 75. București 1923.

16. Cercetări geologice în regiunea Masivului Cristalin din jud. Suceava, cu deosebită privire asupra minereurilor de mangan. *Rap. activ. Inst. Geol. Rom.* în 1912, pag. XLV. București 1918.

17. — Zăcământul de minereuri dela Altân-Tepe, Ciamurli de Sus, Distr. Tulcea (cu o schiță geol. 1 100.000 și planuri de situație). *An. Inst. Geol. Rom.* Vol. VIII, 1914, pag. 453. București 1918.

18. — Zăcămintele de minereuri manganifere din regiunea Broșteni, jud. Neamțu. *An. Inst. Geol. Rom.* Vol. XI. București 1926.
Mangan-Erzlagerstätten in der Region Broșteni, Berzik Neamț. id.

19. Carierele și apele minerale din jud. Arad. *Inst. Geol. Rom. Studii technice și economice.* Vol. VI, fasc. 2. București 1927.

20. — id. id. din jud. Brașov. *id.* fasc. 3. id. 1927.

21. — id. id. din jud. Făgăraș. *id.* fasc. 4. id. 1927.

22. — id. id. din jud. Târnava Mare. *id.* fasc. 5. id. 1927.

23. — id. id. din jud. Trei Scaune. *id.* fasc. 6. id. 1927.

24. — Carierele și apele minerale din Dobrogea. *Inst. Geol. Rom. Studii techn. și econ.* Vol. VI, fasc. 1. București 1928.

25. — id. id. din jud. Odorhei. *id.* fasc. 6 bis. id. 1929.

26. — id. id. din jud. Mureș. *id.* fasc. 7. id. 192 .

27. — id. id. din jud. Alba. *id. id.* fasc. 8. id. 1929.

28. — id. id. din jud. Ciuc. *id. id.* fasc. 8 bis id. 1929.

29. — id. id. din jud. Sibiu. *id. id.* fasc. 9 id. 1929.

30. — id. id. din jud. Someș. *id. id.* fasc. 10. id 1932.

31. — id. id. din jud. Hunedoara, Cluj, Turda, Bihor, Sălaj. id. id. fasc. 11. id. 1932.

Institutul Geologic al României

LE PLÉISTOCÈNE ET LE PALÉOLITHIQUE DE LA ROUMANIE DU NORD-EST

(LES DÉPÔTS GÉOLOGIQUES, LEUR FAUNE, FLORE ET PRODUITS D'INDUSTRIE)

PAR

NIC. N. MOROȘAN

DOCTEUR ÈS SCIENCES

TABLE DES MATIÈRES

Page

Introduction 3

Aperçu chronologique des recherches sur le Quaternaire en Roumaine du NE . . . 4

I. Le Pléistocène et le Paléolithique des grottes et des abris-sous-roches 8

A) *Station de la grotte de Stânca Ripiceni* 8

Stratigraphie de la station 10

Couche paléontologique inférieure I 12

Couche » inférieure III 16

Couche » moyenne V 19

Couche archéologique supérieure VII 26

Industrie et foyer paléolithique, trouvés en dehors de la grotte . . . 29

Résumé et conclusions générales sur la station et la vie de l'Homme paléolithique dans la grotte de Stânca Ripiceni 30

B) *Abri-sous-roche de Stânca Ripiceni* 32

II. Le Pléistocène et le Paléolithique des dépôts subaériens 33

A) *Station de La Izvor (commune de Ripiceni)* 33

Stratigraphie des dépôts 33

Faune et Flore 37

Industrie paléolithique de La Izvor 40

Industrie levalloisienne 40

Industrie moustérienne supérieure 41

Industrie aurignacienne 47

Industrie magdalénienne 48

Industrie post-paléolithique 49

Conclusions sur la station de La Izvor 49

B) *Autres dépôts pléistocènes et stations paléolithiques sur la rive droite du Prut* . 52

Institutul Geologic al României

Page

Paléolithique de Stânca Hriţeni 52
Pléistocène et paleolithique de Manoleasa-Prut 53
Pléistocène et paléolithique de Şerpeniţa 54
Pléistocène et station de Pârâul Istrati 55
Pléistocène et Paléolithique de Mitoc 55
Autres points paléolithiques sur la rive droite du Prut 60
C) *Dépôts pléistocènes et Paléolithique moyen de la rive gauche du Prut* . . . 61
Pléistocène et Levalloisien de Vasilica (Mânzăteşti) 61
Pléistocène et Moustérien moyen de Sculeni 62
Pléistocène et Levalloisien de Gherman-Dumeni 65
Levalloisien de În Durduca (Cuconeştii Vechi) 67
D) *Pléistocène et Paléolithique supérieur de la rive gauche du Prut* 68
Pléistocène et Solutréen de La Moara Popei (Cuconeştii Vechi) . . . 68
Pléistocène et Paléolithique de In Ponoară (Cuconeştii Vechi) 70
Paléolithique de Stânca Corpaci 74
Dépôts magdaléniens de Badragi 75
Paléolithique de Viişoara 76
Pléistocène et Aurignacien de Lopatnic: La Bortoasa 77
Pléistocène et Paléolithique de Pererita 79
Pléistocène et Paléolithique de Lipcani 80
E) *Pléistocène et Paléolithique de la Bessarabie septentrionale moyenne* 81
F) *Pléistocène et Paléolithique de la rive droite du Dniester* 82
Paléolithique supérieur de Cosăuţi 82
Paléolithique de Naslavcea 82
Pléistocène et Paléolithique de Răspopinţi 85
Pléistocène et Paléolithique de Neporotova 86
Pléistocène et Paléolithique de Cormani 90
Pléistocène, Moustérien et Paléolithique supérieur de Molodova . . . 95
Pléistocène et Paléolithique supérieur d'Ataki 99
Pléistocène et Solutréen de Babin 101
Autres points paléolithiques sur le Dniester 105

III. Essai synthétique sur les dépôts pléistocènes 107

A) *Chronologie des dépôts pléistocènes du NE de la Roumanie* 107
Dépôts microdétritiques: loess et formations loessoïdes 107
B) *Observations d'ensemble sur la flore, la faune et le climat pléistocène* . . . 109
Pléistocène inférieur 119
Pléistocène moyen 119
Pléistocène supérieur 119
C) *Caractéristiques des époques paléolithiques* 120
Paléolithique inférieur (Chelléen et Acheuléen) 126
Paléolithique moyen (Levalloisien et Moustérien) 126
Paléolithique supérieur (Aurignacien, Solutréen et Magdalénien) . . . 128

IV. Conclusions générales 130

Bibliographie 140
Six planches en phototypie, trois tableaux synoptiques, carte des dépôts paléolithiques et des points fossilifères quaternaires du NE de la Roumanie *(en annexes)*. 147

Institutul Geologic al României

INTRODUCTION

La région étudiée, est située entre la zone la plus externe des collines extra-carpatiques et le cours moyen du Dniester, comprenant le prolongement occidental de la Plate-forme de Podolie, c'est-à-dire le plateau de la Moldavie du NE et de la Bessarabie du N. En d'autres termes, elle est enserrée dans le quadrilatère défini par les localités: Rădăuți—Iași—Soroca—Gruşevița (voir carte fig. 1).

Je n'ai pas entrepris cette étude en vue d'une cartographie du Quater-

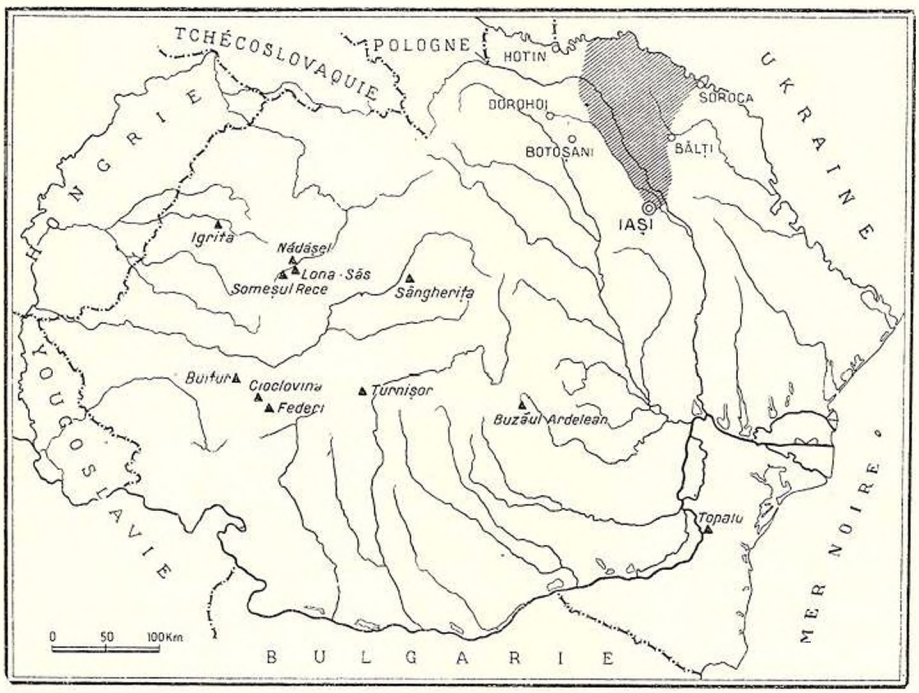


Fig. 1. — Emplacement de la région étudiée (grisé de petites lignes) dans le cadre général du pays. Les triangles noirs indiquent les principaux endroits paléolithiques reconnus de Transylvanie et de Dobrogea (voir la carte détaillée de la région à la fin de l'ouvrage).

naire, mais pour arriver à une vue d'ensemble sur les dépôts quaternaires et des traces de l'Homme paléolithique.

Les recherches durant les trente dernières années ont montré la complexité des phénomènes géologiques et paléontologiques pendant le Quaternaire et, en même temps, leurs corrélations avec les restes paléo-ostéologiques humains et les produits de l'intelligence de l'homme.

Institutul Geologic al României

Ainsi que M. Boule l'a établi, on peut employer dans l'étude des temps quaternaires, plusieurs méthodes : stratigraphique, paléontologique ou archéologique. Mais, aucune d'entre elles ne peut conduire à des résultats sérieux si on les applique séparément.

On a utilisé pour la classification des dépôts de notre région, la méthode stratigraphique (241, 83, 247), et, jusqu'à un certain point, même celle stratigraphique — paléontologique (225). Or, dès le début des recherches, nos observations étaient gênées par les difficultés d'application de ces classifications. En même temps, la découverte de nombreuses stations paléolithiques, parfois très riches, mais se trouvant à des altitudes différentes et dans des conditions stratigraphiques distinctes au milieu des dépôts pléistocènes, nous a permis de tenir compte aussi des données archéologiques. La coordination des données stratigraphiques, paléontologiques et paléolithiques, nous a donné aussi la possibilité de les synchroniser et de les comparer avec les résultats obtenus par d'autres auteurs, en des régions plus ou moins proches. Bien que l'utilisation des données paléolithiques à l'étude du Quaternaire complique en quelque sorte la méthode, elle nous a donné des bons résultats.

APERÇU CHRONOLOGIQUE DES RECHERCHES SUR LE QUATERNAIRE EN ROUMANIE DU NORD-EST

La région qui nous préoccupe, a déjà fait l'objet de toute une série d'études sur les étages géologiques qui y affleurent et sur sa structure géologique générale. Cependant, les questions que je me propose de traiter ici n'ont jamais été abordées dans un ouvrage plus détaillé. Si l'on a publié, dans les derniers temps, des travaux sur la préhistoire de certaines localités ou régions plus étendues de la Roumanie, le côté géologique — quaternaire n'a été abordé qu'en passant; la même observation est à faire sur la série presqu'entière des publications antérieures.

Mon but étant d'exposer la question du Quaternaire d'une manière complète, aussi bien du point de vue stratigraphique des dépôts qui le représentent et de leur succession, que paléontologique et d'archéologie préhistorique, ou historique, une vue d'ensemble des travaux antérieurs sur la Roumanie du NE me semble nécessaire. En même temps, je me propose de mentionner aussi quelques unes des principales étapes des études faites sur l'ensemble des pays et qui, directement ou indirectement, ont influencé les recherches sur la Roumanie du NE. Je regrette seulement les difficultés matérielles d'impression qui m'obligent à réduire ce chapitre au sommaire résumé chronologique, que voici:

Institutul Geologic al României

1837—1842. On fait les premières observations sur des dépôts quaternaires, en Moldavie et en Bessarabie; premières trouvailles de restes *d'Elephas primigenius* (17, 18)[1]).

1866. Le premier profil du Quaternaire du pays est levé par IONESCU DELA BRAD, en Moldavie du NE (96).

1869. Paraît la première note sur l'époque du fer en Moldavie (258) ainsi qu'une autre concernant quelques pièces néolithiques de Roumanie (164).

1872. I. SINZOW publie sa « Géologie de la Bessarabie »; mais l'auteur ne s'y arrête que peu sur les dépôts pliocènes et signale à peine le Post-Pliocène (241).

1874. P. OBEDENARE signale, pour la première fois, la présence de vieux crânes humains en Roumanie (159).

1876. Paraît la première carte archéologique de la Roumanie, carte sur laquelle sont marquées aussi quelques stations protohistoriques (196).

1883. Découverte des dépôts néolithiques de Cucuteni. Découverte de la première assise néolithique en Bessarabie, qui est interprétée comme dépôt d'eau douce (242).

1885. Découverte de la première industrie paléolithique en Roumanie, à Mitoc (247). Paraît la première note sur la station de Cucuteni (15). Recherches de stratigraphie quaternaire dans les départements de Dorohoi, Botoșani et Iași (247, et 59).

1889. GR. C. BUȚUREANU émet sa théorie des migrations pré- et protohistoriques (34).

1896—1897. Plusieurs références ou mentions sur le Quaternaire du NE de la Moldavie (101, 231, 155, 118).

1901—1903. I. SIMIONESCU signale *El. primigenius* à Ripiceni et collecte des restes d'industrie préhistorique à Mitoc. Il dit son opinion sur l'origine et le mode de formation des dépôts microclastiques quaternaires de la Moldavie (232 233, et 234).

1901—1904. E. PITTARD publie ses travaux sur les crânes de Kustendje et de Cucuteni (177, 178).

1903. R. SEVASTOS décrit la faune pléistocène de Moldavie (224).

1906. Paraît la première chronologie détaillée du Quaternaire de la Moldavie (225).

1907. On établit l'existence de deux glaciations dans les Carpates (125).

1908 et 1912. P. ENCULESCU (en 1908) et EM. PROTOPOPESCU-PACHE (en 1912) ont trouvé, à l'occasion de leurs levers agrogéologiques, quelques silex préhistoriques dans les environs de Stânca-Ripiceni. Sur cette base, la localité de Ripiceni est indiquée, sur la carte des « sols de la Dépression de

[1]) Voir aussi: HUOT I. J. *Bull. Soc. Géol. Fr.* t. X. sér. 1.; DEMIDDOFF A. (1837) is 1848.

Institutul Geologic al României

Jijia et du Moyen Prut», restée manuscrite comme station préhistorique [1]). Ni l'un ni l'autre de ces auteurs ne sont revenus sur la question et c'est d'une manière indépendante que j'ai trouvé les stations paléolithiques de cette région.

1910. Découverte de la station paléolithique de Buzăul Ardelean (252 et 255).

1911. On remarque la bande rougeâtre de «sol fossile» dans le loess de Moldavie et de Bessarabie (156 et 191).

1912. Découverte de la station paléolithique de Cioclovina (197).

1913. N. K. MOGHILEANSKJI n'admet pas la coexistence de l'homme et du mammouth sur le territoire de la Bessarabie (132 et 133).

1916. T. S. PORUCIC signale des restes paléolithiques -qui sont en réalité des pièces néolitiques- sur le Cogâlnic et à Floreşti; il nie l'existence de l'industrie de la pierre polie sur le territoire de la Bessarabie. La majorité des kourganes est attribuée aux temps préhistoriques (188).

1917. R. WYRJIKOWSKY rectifie l'erreur de SINZOW de 1883 (242) en précisant l'existence d'une station néolithique à Darabani (département de Hotin (279).

1923—1929. Plusieurs travaux paraissent sur le Paléolithique de Transylvanie (43, 44, et 200—210 ainsi qu'une communication sur une station paléolithique découverte en Dobrogea (135).

1925. On enregistre la découverte de plusieurs stations néolithiques en Bessarabie (260).

1926. Communication sur la station paléolithique de Ripiceni (238) et une autre concernant quelques stations sur le Dniester (4). On établit, sur la base des sols fossiles, la chronologie des dépôts quaternaires (77).

1927. N. N. MOROŞAN découvre de nouvelles stations paléolithiques sur le Prut, quelques -unes se trouvant dans des dépôts loessoïdes de la rive droite de la rivière (134).

1928. I. N. MOROŞANU trouve des pièces paléolithiques dans le loess de In Ponoară, commune de Cuconeşti (151).

1929. N. N. MOROŞAN fait connaître la découverte des premiers dépôts moustériens en Moldavie du NE et l'industrie mésolithique macrolithique à Naslavcea (département de Soroca), cette dernière étant pour la première fois remarquée en Roumanie (136).

1929—1930. N. MOROŞAN conteste l'âge ancien admis pour le loess de la Moldavie (137).

1930. I. G. BOTEZ signale une industrie moustérienne, type Abri-Audi, et une autre, aurignacienne, à Molodova, sur la base desquelles il détermine

[1]) Cette information m'a été donnée par M. EM. PROTOPOPESCU-PACHE en 1933, quand j'ai déposé le manuscrit de ce travail à l'Institut Géologique de Roumanie pour être imprimé.

Institutul Geologic al României

le loess de ces endroits, comme un « jungerer Loess ». En même temps, il synchronise les couches de cailloutis du loess, avec les couches de sol fossile (23).

1930—1931. Communication de AL. DONICI sur le crâne néolithique de Lipcani (71); d'autres aussi communications sur des os humains, datant d'époques plus récentes (68—70). NIC. N. MOROȘAN nie l'existence admise par les géologues ucrainiens, d'un désert pléistocène sur la Plate-forme moldo-podolique, et aussi la synchronisation des couches de cailloutis (140).

1931. N. N. MOROȘAN précise l'âge du loess de Moldavie, comme étant dans sa plus grande partie post-würmien (P-W. I.); de même il conteste l'existence du Micoquien, admis sur le Dniester, ainsi que sa chronologie (4, 5) dans la classification archéologique et pléistocène (140, 141 143) I. G. BOTEZ trouve un humérus humain dans l'Aurignacien de Cormani et l'industrie de l'os sur le Dniester. Il émet l'hypothèse que la durée de l'Aurignacien dans cette région a été très longue (24—25).

Institutul Geologic al României

I. LE PLÉISTOCÈNE ET LE PALÉOLITHIQUE DES GROTTES ET DES ABRIS-SOUS-ROCHE

Les terrains tertiaires de nature calcaire du NE de la Moldavie et de la Bessarabie, appartenant aux « toltrys », sont très riches en grottes et en abris-sous-roche. Cependant, les excavations propice pour la vie de l'homme préhistorique paraissent être en nombre très réduit. Bien des dépôts archéologiques ont été détruits par les ermites ou par les voleurs pendant le moyen âge et même au courant des dernières années: on peut citer, le cas de Schitu Galița, de Neporotova (département de Hotin) relaté par I. G. Botez (24, v. p. 4 et 5). Parfois la grotte elle-même a été détruite: P. A. Nestorovski, dans sa publication de 1910, donne la photographie d'une grotte de Naslavcea (157), qui n'existe plus aujourd'hui.

Jusqu'à présent nous avons decouvert du matériel paléolithique seulement dans la grotte et l'abri-sous-roch de Stânca Ripiceni, dont la description suit.

A) LA STATION DE LA GROTTE DE STÂNCA RIPICENI

Le nombre des stations paléolithiques découvertes en Moldavie du NE et en Bessarabie du N est assez élevé (v. la carte à la fin de ce travail). Une des stations les plus intéressantes, apauvrie malheureusement au début par une exploitation inconsciente, est la station paléolithique située dans la grotte de Stânca Ripiceni [1]) (fig. 2).

Ce que l'on appelle Stânca Ripiceni se trouve à 1 km au N de la sucrerie de Ripiceni (département de Botoșani); ce rocher est constitué par un calcaire récifal de myodobores sarmatiennes. Stânca Ripiceni fait saillie dans le paysage sous la forme d'une colline, s'étendant NNE-SSW, sur une longueur d'environ 700 m. La vallée du Prut la sépare de Stânca Cuconeștii-Vechi, de la rive gauche, dont la constitution est semblable. Autrefois, avant l'exploitation du calcaire de ce rocher, commencée en 1902, Stânca Ripiceni présentait du côté de la rivière, un escarpement haut de 70 à 90 m. L'ancien aspect du rocher est un bel exemple de la manière dont s'est poursuivie l'action érosive de la rivière. L'exploi-

[1]) *Stânca*, en roumain, signifie rocher.

Institutul Geologic al României

tation du calcaire de cette colline, a conduit à la destruction du rocher primitif, du coté de la rivière, sur une longueur de 70 à 80 m.

La station paléolithique se trouve sur le versant S de la colline, dans une grotte orientée W-E, et située à une altitude absolue d'environ 150 m, soit à une hauteur de 40 m au-dessus du niveau actuel du Prut. La grotte a la forme d'une longue fissure, étroite (environ 1 m de larg.) et profonde, que les ouvriers ont dénommée « canal ». La grotte avec son contenu a été détruite sur une longueur d'environ 16 m; seule l'extrémité W en est restée.

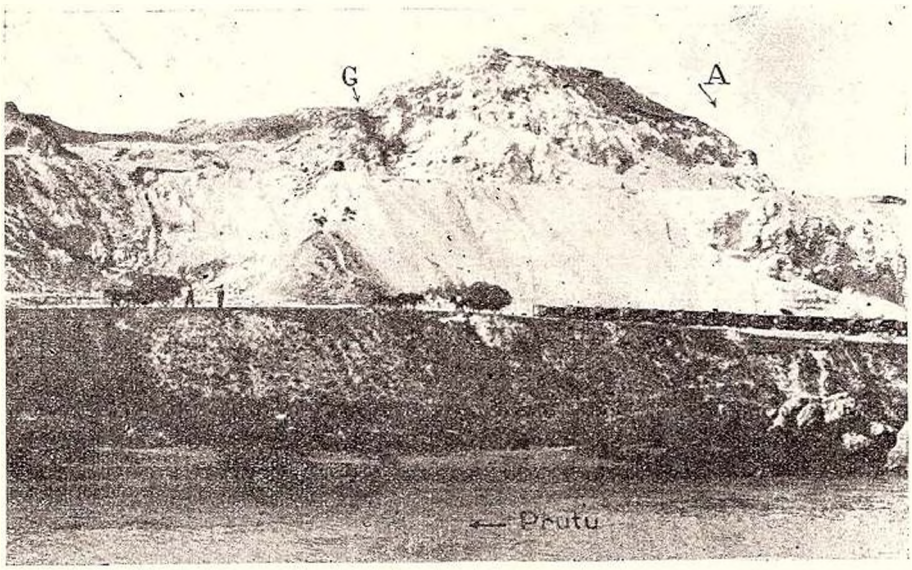


Fig. 2. — La myodobore sarmatienne nommée Stânca Ripiceni.

G, la grotte de Stânca Ripiceni; A, abri-sous-roche de Stânca Ripiceni.

En reconstituant cette grotte (fig. 3 C) nous avons déduit qu'elle se dirigeait d'abord W-E, puis N-S, cette dernière portion étant plus large. D'autre part, elle se rétrécissait de plus en plus dans sa partie E-W, se terminant à l'W par deux ouvertures très étroites. Une de ces ouvertures, large de 40 à 60 cm., se trouvait à la partie inférieure, au niveau du plancher. L'autre, correspondait à la partie supérieure de la grotte; elle était plus large et a été utilisée par l'homme après le remplissage partiel du « canal ».

C'est en 1924 que nous avons pu obtenir les premiers indices de l'existence de cette grotte. Les matériaux collectionnés lors des premières fouilles, de 1925, nous permettaient de leur attribuer un âge aurignacien, sens large (238). Ces fouilles ont été continuées jusqu'à l'épuisement, durant l'été du 1926 et les premiers résultats publiés en 1927 (134).

Institutul Geologic al României

Cette grotte a dû être creusée par l'eau des pluies, qui filtrait à travers le plafond et qui a élargi peu à peu une fissure primordiale du rocher. La grotte montre deux étages, ou parties: l'une supérieure — archéologique — et l'autre inférieure, vide, laquelle est séparée de la première par un rétrécissement; celui-ci ne mesure que rarement 0,35 m. (fig. 3, A).

Si l'on étudie le plancher de l'étage supérieur, on constate que les dépôts archéologiques recouvrent immédiatement une mince couche de fragments calcaires, provenant de la desagrégation des parois et du plafond de la grotte.

Les dépôts de la grotte consistent en une argile loessoïde avec « terra rossa » très uniforme; c'est un dépôt éolien et alluvionnaire, provenant du lavage de celui qui recouvre la colline. Il s'y ajoute un grand pourcentage de fragments calcaires, de restes d'industrie préhistorique et de restes de faune. Pour les couches inférieures, on remarque dans la composition de la roche de remplissage un plus grand pourcentage de pierres.

L'homme, s'installe dans cette grotte à l'époque de l'Aurignacien supérieur, justement au début de son remplissage qui dure jusque dans le Magdalénien ; à ce moment les derniers dépôts d'éboulis et la chutte de grands quartiers de roche du plafond ont complètement bouché le « canal ».

En considérant le dépôt argilo-loessoïde et surtout le sable qui s'y rencontre parfois, on peut conclure que certaines parties du plafond se détachaient et tombaient déjà dans l'Aurignacien.

STRATIGRAPHIE DE LA STATION

On voit assez bien, d'après les figures annexées (fig. 3, B), l'existence d'une succession de couches numérotées de I à VII et leur alternance suffisamment régulière. En outre, à la base de l'assise I et au-dessus de VII, on peut discerner d'autres niveaux (134), lesquels n'ont pas été numérotés. Afin d'éviter toute confusion, nous avons maintenu notre première numérotation de la stratigraphie de la grotte.

Dans les dépôts I, III, V, VII, à côté de restes fossiles, on trouve en abondance du matériel non travaillé et des instruments paléolithiques, comme aussi des morceaux de charbon et des cendres, qui leur communique une teinte noirâtre et un aspect très particulier. Au contraire, dans les horizons II, IV, VI nous n'avons jamais constaté la présence d'outils ou de fragments de silex qui puissent attester la présence certaine de l'homme. Cette différence me conduit à admettre que la grotte a été habitée seulement durant les dépôts des assises qui contiennent des restes d'industrie; je les appelerai couches archéologiques. Les autres sont des couches stériles, non archéologiques; si j'excepte quelques fragments d'os introduits probablement par quelque carnassier, elles ne m'ont fourni que des coquilles de Mollusques

Institutul Geologic al României

terrestres: *Helix (Fruticola) hispida* L., *Pupa (Pupilla) muscorum* L. et, dans la couche IV, un exemplaire de *Helix* cfr. *pomatia*.

En ce qui concerne les couches archéologiques, je dois ajouter que la couche

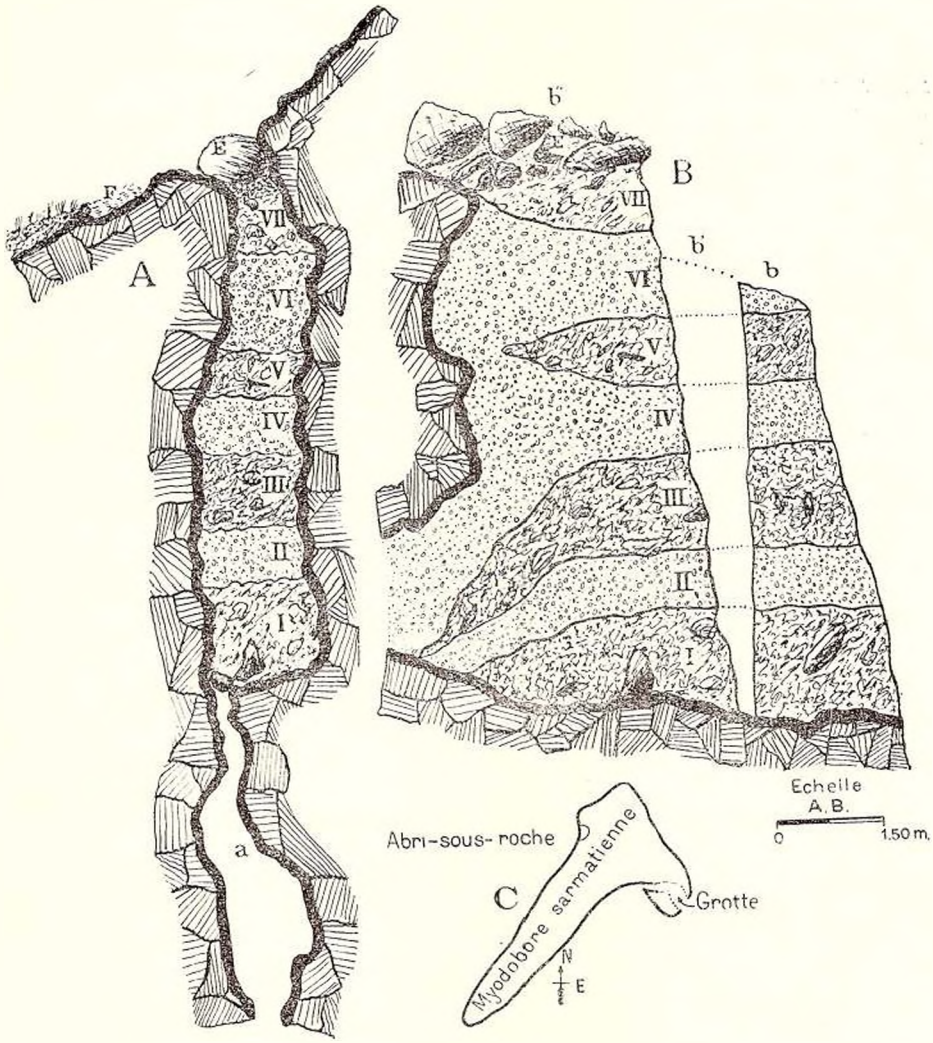


Fig. 3. — La grotte de Stânca Ripiceni.

A, coupe transversale des deux étages; B, coupe longitudinale des terrains de remplissage de la partie supérieure de la grotte; C, situation de la grotte et de l'abri-sous-roche, en rapport avec la colline de Stânca Ripiceni.

I, III, V et VII — couches fossilifères paléolithiques
II, IV et VI — couches stériles
} de l'étage supérieur de la grotte

a, étage inférieur vide; b, partie fouillée en automne 1925; b', partie détruite par l'exploitation du calcaire pendant l'hiver 1925-1926; b'', partie fouillée l'été 1926; E, éboulis provenant du plafond de la grotte; F, foyer paléolithique.

Institutul Geologic al României

VII est minéralogiquement distincte des autres, notamment par sa couleur plus foncée, presque noire; le fait est dû aux sels humiques introduits par les eaux des précipitations atmosphériques. Du reste, on remarque partout, sur les parois de la grotte, des croûtes de calcite et il n'est pas rare que ces croûtes recouvrent aussi bien les objets d'industrie que certains os d'animaux. Outre ces précipitations, on observe aussi des efflorescences de manganèse, soit en petites étoiles isolées, soit sous forme de taches plus étendues.

Très souvent, on constate parmi les couches de la grotte, des intercalations lenticulaires contenant un pourcentage assez élevé de sable. Dans ces lentilles, les pièces de silex montrent une patine beaucoup plus claire, parfois presque blanche.

D'après les données que nous possédons, le profil des dépôts se présente de la manière suivante:

Couche d'éboulis et de grands blocs; épaisseur minima 1 m.

Couche VII, archéologique; épaisseur 0,85 m, largeur 0,70 m, longueur 2,00 m.

Couche VI, stérile; épaisseur 1,45 m.

Couche V, archéologique; épaisseur 0,45 m, largeur plus de 1 m, longueur 1,70 m.

Couche IV, stérile, épaisseur 0,90 m, largeur plus de 1 m.

Couche III, archéologique; épaisseur 1,50 m, largeur plus de 1 m, longueur 2,20 m.

Couche II, stérile; épaisseur 0,82 m.

Couche I, archéologique; épaisseur 1,22 m, largeur 1,32 m, longueur 2,20 m.

La couche qui recouvre directement le plancher de la grotte montre une épaisseur variable, assez faible.

D'après les données de ce tableau, on voit de plus que la grotte présente, son maximum de largeur dans sa moitié inférieure et que la partie la plus étroite correspond au niveau de la couche VII.

COUCHE INFÉRIEURE I

Dès que l'homme s'installe dans cette partie de la grotte le phénomène de remplissage de celle-ci commence; ceci soit par l'action de l'homme lui-même, soit du fait d'actions physiques et chimiques naturelles. L'homme utilisait, au début, la fente séparant les deux étages, à travers laquelle il jetait pour se débarasser, quelques uns de ses restes de cuisine. J'ai extrait en effet de cet étage inférieur, une portion de crâne de boeuf (*Bos primigenius* Boj.) et plusieurs os de cheval (*Equus caballus fossilis* Cuv.). Il est certain que la quantité de ces os — restes de cuisine — doit être beaucoup plus considérable sur le fond de l'excavation, où il est possible qu'elle constitue une for-

Institutul Geologic al României

mation de « kjökkenmödding ». Quoiqu'il en soit, son exploration a été impossible à cause de l'étroitesse de la crevasse dans sa partie supérieure (fig. 3, a). Il résulte de l'examen de la figure, que l'on peut concevoir un rapprochement avec ce qui a été observé par E. PITTARD dans la station magdalénienne Recoubie II (181 pp. 327, 351 et 352). Dans notre cas, il devient cependant probable que l'homme, en s'apercevant du danger, ou tout au moins de l'incommodité résultant de la présence de cette fente, il l'a bouchée à l'aide de blocs de pierre qu'il a disposés avec une certaine régularité. Disposant dans sa nouvelle demeure de ce plancher continu, l'homme s'y est installé pour tout de bon et l'a habitée pendant longtemps. De semblables cas de « dallage » sont exceptionnels. Cependant il n'est pas exclu que « l'entonnoir » de la Grotte de l'Observatoire (31) ait été intentionnellement aussi, bouché par l'homme moustérien (46).

Un dallage, mais tout à fait typique, nous est connu dans les dépôts de l'époque moustérienne supérieure de la Ferrassie (52); cependant le fait est difficile à expliquer et restera encore longtemps entouré d'hypothèses (52, p. 82). D'autre part, dans le cas de la Grotte de l'Observatoire, on n'est pas assuré qu'il soit dû à la volonté humaine. Quoiqu'il en soit, les constatations faites à Stânca Ripiceni nous apportent la certitude matérielle de l'intention précise et du but poursuivi par notre ancêtre troglodyte de cette modeste habitation naturelle.

Faune et flore. La faune de la couche I est représentée par les restes de quelques Gastropodes (*Pupa muscorum* L. et *Helix* cfr. *hispida* L.) et aussi par une longue série d'espèces et surtout d'individus de différents Mammifères que voici: *Equus caballus fossilis* CUV. (restes d'environ 50 individus), *Bos primigenius* BOJ., *Bison priscus* H. et M., *Cervus elaphus* (*primigenius*) KAUP. (quelques individus), *Cervus capreolus* L. (peut-être deux ou trois individus), *Arctomys bobac* SCHREB. (plusieurs exemplaires), *Canis vulpes* L. (deux exemplaires), *Felis leo* L., race *spelaea* (deux individus d'âge différent).

Pour ce qui concerne la flore, l'abondance de cendres qui donnent la teinte noire de cette couche, les restes de charbon que l'on a rencontrés ça et là sous forme de masses agglutinantes et graisseuses, sont des preuves évidentes de la quantité de plantes brulées par les troglodytes. Il n'a pas été cependant possible d'obtenir un seul fragment de charbon susceptible d'être déterminé.

Industrie lithique. On y a partout trouvé des galets arrondis de quartzite et de grès, de forme sphéroïdale ou ovale cylindrique, longs jusqu'à 17 cm; plus rarement on les a trouvés en plaquettes. Bien que l'on n'observe que sur quelques-unes de ces pièces de faibles signes d'utilisation, étant donné que, dans leur grande majorité, ces signes possèdent des formes bien définies

Institutul Geologic al României

on peut afirmer qu'elles ont été apportées intentionnellement dans la grotte et utilisées par l'homme.

Un classement de ces objets s'impose donc, les uns dans la catégorie de « matériel brut », les autres comme « pierres diverses usagées ». La majorité des outils lithiques est confectionnée en silex. Seules quelques pièces ayant servi comme percuteurs ou pour un emploi semblable, sont en grès ou en quartzite diversement colorés. Le silex montre une patine blanchâtre ou gris foncé.

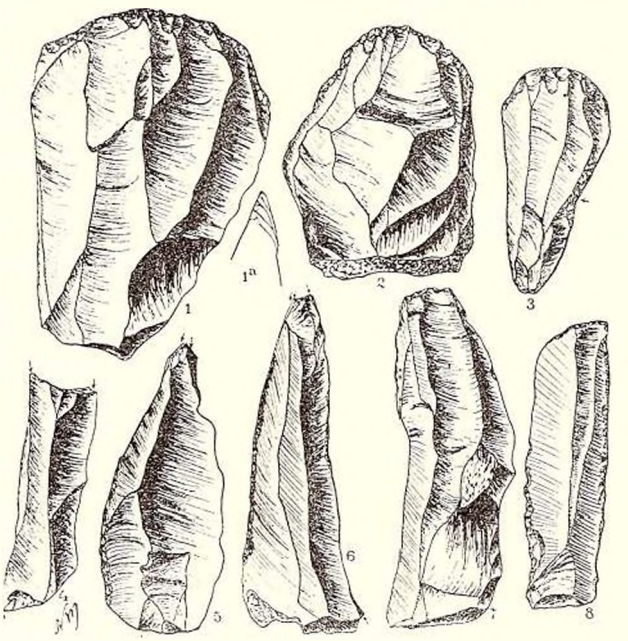


Fig. 4.—Outillage en silex de l'Aurignacien post-moyen, provenant de la couche inférieure I, de la Grotte de Stânca Ripiceni; 1/2 de la grandeur naturelle.

1, rabot-grattoir nucléiforme (qui est peut-être même une hâche; sa partie basilaire est assez cylindrique); 2, grattoir caréné à front semi-circulaire; hauteur mx., 5 cm.; 3, grattoir sur lame à faible encoche latérale; 4 et 6 burins de Noailles; 5, burin en bec-de-flûte; 7, lame; 8, lame retouchée. (Comme instruments d'os v. no. 5, pl. IV, et no. 2, 6, 9, pl. VI).

Le nombre de pièces non travaillées (concrétions de silex montrant ou non des traces de débrutissage, fragments de nucléus, éclats) atteint environ 80% du nombre total de près de 1.000 échantillons lithiques recueillis dans cet horizon de la station.

Nucléi et leurs dérivés. Les nucléus varient, comme dimensions et formes, dans les limites morphologiques caractéristiques pour le Paléolithique supérieur. Quelques-uns présentent, il est vrai, une forme particulière, mais de telles pièces ont été rencontrées aussi en d'autres stations européennes. Ils sont presque bifacés, assez amygdaloïdes, mais diffèrent des « coups de poing » du Paléolithique inférieur. Cependant, ils ont été utilisés comme hâche ou couperet, fait qui est prouvé par les retouches d'utilisation, par leur adaptation au fait d'être saisis et même par leur morphologie générale (fig. 4, no. 1).

D'autres sont de vrais « grattoirs sur nucléus » et des « rabots nucléiformes ». Certains silex montrent dans leur morphologie, un passage vers les « grattoirs carénés ». Les grattoirs carénés classiques, bien exécutés, manquent, on peut le dire; cependant il y a quelques pièces que l'on peut attri-

Institutul Geologic al României

buer à cette catégorie de l'industrie aurignacienne. La forme « pyramidale de premier groupe » (9) est représentée, par exemple, par des pièces semblables à celle de la fig. 4, n° 2. Une autre pièce se rapproche dans une certaine mesure des « grattoirs carénés en évantail », etc.

L a m e s. La grande majorité des lames ne montre aucun signe de travail complémentaire. Presque sur chacune on observe, par-ci par-là, de faibles retouches d'utilisation qui ne sont pas uniformes. Les dimensions des lames varient de 40 mm × 8 mm (ce sont donc presque des pièces microlithiques) à 120 mm. La largeur peut atteindre 63 mm. La retouche que portent certaines lames ou fragments de lames est relativement abrupte et courte; mais ceci s'explique par le fait, que les pièces soumises à la retouche possèdent des bords larges et relativement minces (fig. 4, n° 8); les lames en coupe transversale décrivent un triangle (fig. 5, n° 5) ou une figure approchée (nos. 6—8 et 4).

G r a t t o i r s s u r l a m e (fig. 4, n° 3) ont été trouvés le plus souvent en pièces incomplètes.

B u r i n s. Les burins se rapportent, à trois types différents : l'un c'est le « burin double latéral sur angles de lame », à troncature très peu retouchée (fig. 4, n°. 4). Un autre plus allongé, est obtenu à l'extrémité d'une lame soigneusement retouchée (n° 6). Le troisième type, enfin, est un burin simple ou « en bec de flûte » (fig. 4, n° 5).

Industrie d'os. L'industrie d'os apparaît très pauvre. Il est vrai que l'on rencontre souvent des fragments d'os recouverts sur plusieurs points par une patine de brillant spécial, portant parfois aussi des incisions produites par des instruments tranchants; cependant, les os indiscutablement travaillés et utilisés n'atteignent pas la douzaine.

Cette industrie comprend les pièces suivantes plus remarquables: trois poinçons en métacarpiens (stylets) de cheval (pl. III, fig. 2) et un quatrième en stylet de grand bovidé (*ibid.*, fig. 9). Un autre poinçon est confectionné en un éclat diaphysaire de grand herbivore (*ibid.*, fig. 6); cette dernière pièce est la plus intéressante, non seulement comme instrument, mais aussi par les stries distinctes qu'elle porte.

En dehors de tout ceci, on a trouvé aussi une canine de lion des cavernes; dans le but probable de le transformer en poignard plus pointu, l'homme en a détaché deux ou trois éclats (fig. 5, pl. III).

Âge de la couche. L'industrie de cette couche peut être mieux classée sur la base de ses outils, lithiques et en os, dans le cadre de l'Aurignacien supérieur, que dans l'Aurignacien moyen, type de Cro-Magnon et du Bouitou supérieur. D'après les données de la stratigraphie, en tenant compte des

Institutul Geologic al României

caractères de la couche archéologique III (Aurignacien supérieur type de la Gravette) on pourrait attribuer la couche I à l'Aurignacien supérieur, sous-époque inférieure.

COUCHE INFÉRIEURE III

Faune et flore. Aux Gastropodes et aux Mammifères, déjà représentés dans la couche archéologique précédente, s'ajoute ici des échantillons de la classe des Oiseaux.

Parmi les Gastropodes, nous avons *Pupa muscorum* L., *Helix hispida* (plusieurs exemplaires) et des restes de *Helix* cfr. *Pomatia.*

On y a trouvé des os dénotant un oiseau de la taille d'un corbeau et d'autres appartenant à un autre cariné (*Passeres* ou *Colombidae*) de la grandeur d'un moineau, ou un peu plus grand. Celui-ci est indiqué seulement par un os sternal.

Les Mammifères sont représentés par les espèces suivantes: *Equus caballus fossilis* CUV., *Equus* cfr. *hemionus* PALL., Grands Bovidés (très nombreux), *Bison priscus* H. v. M., (quatre individus), *Cervus elaphus* L. (quelques individus), *Cervus tarandus* L. (au minimum trois individus; v. pl. I, fig. 2), *Arctomys bobac* SCHREB. (six ou sept exemplaires), *Lepus timidus* L., *Canis lupus spelaeus* GOLDF., *Canis vulpes fossilis* POMEL., *Hyaena spelaea* GOLDF.

A remarquer que la quantité d'os de cheval diminue par rapport à la couche I; au contraire, celle de Bovidés augmente; une égalité tend à s'établir dans le nombre de restes de leurs squelettes.

— Aucun fragment de charbon n'a pu être obtenu dans la moitié inférieure de cette couche; leur état physique était le même que celui indiqué pour la couche I. Seule la partie supérieure a fourni des charbons plus consistants, bien qu'en très petits fragments. On a pu identifier ici, de même que dans la couche suivante (V) quelques plantes arborescentes pléistocènes (v. plus loin description de la couche V).

Industrie lithique. La majorité des pièces lithiques sont confectionnées exclusivement en silex, provenant du Crétacé qui affleure le long du Prut. La nuance en varie. Quelques pièces gardent leur croute de craie.

N u c l é i e t h a c h e s. Ici aussi, la variation morphologique des nucléi est considérable. Certains qui sont « bifacés » sont mieux réussis et plus typiques que ceux de la couche précédente. D'autres, ne sauraient être classés d'après leur morphologie que dans le groupe des vraies « hâches ». Ceci semble s'imposer du fait qu'à Badragi, p. ex. [1]) on constate la présence des haches typiques et aussi parce que des pièces en os pouvant être con-

[1]) V. plus loin la description de la station de Badragi.

Institutul Geologic al României

sidérées comme des « gaines de haches », ont été identifiées aussi bien dans le Magdalénien [1]) que dans l'Aurignacien (51).

D'autres pièces ont des caractères aussi bien de hache que de grand ciseau. Les noyaux, dont les dimensions étaient trop réduites (p. ex. 66 mm ×

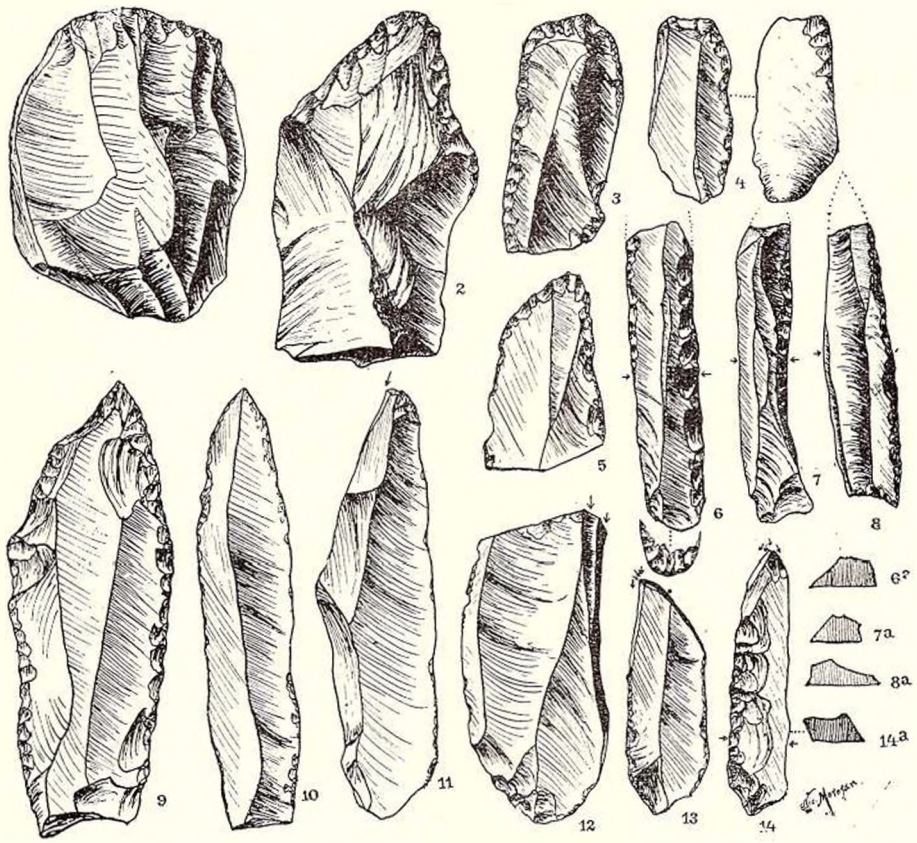


Fig. 5. — Outillage en silex de l'Aurignacien supérieur; couche III de la Grotte de Stânca Ripiceni.

1, grattoir nucléiforme; 2, grattoir caréné en museau; 3, 4, 9 et 10, grattoirs et lammes; 6-8, petites lames à tranchant abattu; 11-14, différents burins; 14 est sur une lame « coup de burin ». Pour les instruments en os v. pl. III, no. 1, 3, 5, 8, et pl. IV, no. 1.
(Les n-os 1-5 et 9-14 sont à 23 de la gr. nat.; n-os 6-8 gr. nat.).

53 mm largeur et 17 mm épaisseur) de sorte que l'on ne pouvait plus en enlever d'autres lames, étaient transformées en grattoirs commodes et utiles (fig. 5, n°. 1). D'autres, bien que restées suffisamment massives et ayant des formes différentes, étaient également très employées, si l'on juge d'après

[1]) SAINT-PERRIER: La Grotte de Gonërris à Lespugne. *L'Anthrop.* t. XXXVII, pg. 233—276, fig. 20; Paris 1927.

Institutul Geologic al României

le nombre des retouches, comme grattoirs d'une forme presque conique, nucléiforme.

Grattoirs carénés. On en a trouvé seulement quatre exemplaires que l'on puisse considérer comme typiques. L'un de ceux-ci, montre une forme assez haute. Un autre fait transition entre le précédent et la forme dite grattoir avec museau (fig. 5, n° 2). Celui-ci est du reste la forme la mieux réussie et la plus belle; elle a son pareil, aussi bien dans la couche inférieure que dans la supérieure de la Coumba del Bouitou (10).

On y a trouvé encore la moitié d'un grand grattoir-museau. Il est intéressant de remarquer comment la pièce, une fois cassée, son bout opposé a été transformé en un grattoir caréné à front elliptique et très oblique.

Lames. Considérées dans leur ensemble, les lames sont plus réussies que dans la couche précédente. Quelques-unes, bien qu'épaisses et lourdes, longues de 10 cm, sont toutefois très bien confectionnées (fig. 5, n° 9). D'autres, bien plus légères, à section rhomboïdale ou triangulaire (fig. 5, n° 10), sont même tout à fait fines. Presque toutes les lames montrent une retouche d'utilisation; peu nombreuses sont celles pourvues d'une vraie retouche (fig. 5, n° 9), et même si celle-ci est présente, elle est très serrée. En général la retouche est négligée.

Grattoirs sur bout de lames. On peut à peine prouver l'existence de ce type de grattoirs, représenté par une pièce mal réussie (fig. 5, n° 3), par un autre de taille plus petite montrant peu de retouche sur sa partie ventrale, étant un grattoir à retouche alternée (fig. 5, n° 4); puis par des fragments.

Burins. Parmi les 12 burins trouvés dans cette couche, on peut distinguer trois types: le type de « burin busqué » (fig. 5, n° 13), petit et très finement travaillé; puis le type de « burin sur angle » (fig. 5, n° 12); enfin, le type « burin d'angle sur nucléus ». Le « pan du biseau » est composé de deux facettes.

L'existence d'une plus grande quantité de burins serait prouvée par des « lamelles coup de burin » (fig. 14 et 14 a).

Pointes à dos rabattu et pointes de la Gravette. Un particulier intérêt présentent les « pointes à dos rabattu ». On en compte au total une douzaine d'exemplaires. Bien que représentées par des fragments, elles ne perdent rien de leur importance surtout en ce qui concerne le mode d'exécution. Toutes montrent en section la même forme; l'épaisseur en est comprise entre 6 mm (n° 6) et 4 mm (n° 8). Dans ce groupe entrent aussi plusieurs pièces microlithiques, montrant les mêmes caractères morphologiques.

Outils en os et en bois de cerf. De même que dans la couche précédemment étudiée, en dehors d'éclats et de fragments d'os utilisés, on trouve des poinçons en os confectionnés en métacarpiens latéraux (stylets) de cheval

Institutul Geologic al României

ou de boeuf, de même que d'autres de diverses dimensions exécutés en éclats d'os (pl. III, fig. 3 et 7). Comme on peut le voir, la dernière pièce est travaillée dans un fragment épiphysaire d'un grand métacarpien de cheval (ou de bocuf). Les côtes du sommet du poinçon, à peine arrondies par l'homme, sont très effacées par l'usage. Le même fait peut être observé aussi sur des fragments de poinçon.

Une autre pièce très intéressante, probablement un « lissoir », est celle de la pl. III, fig. 8, obtenue d'un métacarpien de cheval.

Deux pièces trouvées dans cette couche, mentionnées aussi à une autre occasion (134) sont confectionnées en bois de cerf. Une d'entre elles, probablement transformée en pioche, serait une corne de *Cervus elaphus*; on en a trouvé dans son genre et même mieux faites, également dans la couche suivante V et aussi en d'autres stations européennes (Predmost, v. 44, fig. 20, no. 6 et Murovana Coslina, 107, fig. 2). La pièce trouvée ici est identique comme forme à celle en bois de renne de la dernière localité. L'autre pièce, confectionnée dans la partie inférieure d'une corne de renne, montre les caractères d'un ciseau (pl. IV fig. 1).

En dehors de ces pièces, on a rencontré des bois de Cerf élaphe, dont une montre la manière de sectionnement des bois ; ensuite, une épiphyse humérale distale d'un grand Bovidé, identique à celles étudiées par H. Martin (115) et considérées comme des maillets ou comme enclumes.

Sur certaines phalanges distales de cheval (les phalanges recouvertes par le sabot) on observe des incisions en tout semblables à celles étudiées par Miss D. Garod (81). H. Breuil (Voy. 81) suppose que ces incisions montrent que le sabot était détaché de la phalange pour en faire probablement des objets en corne. Ces objets en corne de même que ceux en bois, n'ont pu être conservés.

Âge de la couche. L'industrie de cette couche montre, par la présence des objets en os, si non une évolution et un perfectionnement, du moins plus de variété ; cependant elle ne peut donner rien de précis dans ce cas particulier. L'industrie en silex présente toutefois les caractères d'une étape supérieure et perfectionnée vis-à-vis de celle des dépôts sousjacents et, ce qui est important, elle apporte un élément nouveau, les « pointes de la Gravette »; ceci, à côté d'autres critériums, parmi lesquels le stratigraphique, précise l'âge de la couche archéologique III, comme aurignacien du type des pointes de la Gravette, comme appartenant à l'Aurignacien V, soit Aurignacien supérieur final.

COUCHE MOYENNE V

D'après les indications du ce que l'on voit sur le profil (fig. 3-B), cette couche est représentée seulement au fond de la grotte; ceci oblige à admettre

Institutul Geologic al României

l'existence d'une autre entrée en dehors de celle qui est marquée sur la figure. Dans cette région, la largeur de la grotte dépasse à peine 1 m. Ces deux circonstances, éloignement du fond et étroitesse de la grotte, ont joué un rôle important dans ce qui concerne le mode de présentation, aussi bien des restes de mammifères que de l'industrie confectionnée par l'homme.

Faune et flore. Elle est représentée par les espèces suivantes: *Pupa muscorum* L., *Helix hisipida* L., *Vultur fulvus* (un crâne, pl. I, fig. 1, aussi des restes d'autres oiseaux), *Canis vulpes* L., *Canis* cfr. *lupus* L. (une canine), *Rangifer tarandus* H. SCHMIDT (3à 4 individus), *Marmota bobac* MÜLL. (plusieurs individus), *Equus caballus fossilis* (peut-être 2 individus), *Bison priscus*. BOJ. (un fragment de corne), grands Bovidés — *Bison* et *Bos* (différents os de plusieurs individus).

Si l'on examine cette faune, on est frappé par l'absence du Mammouth (*Elephas primigenius*). Cet animal est, au même titre que le Renne, caractéristique pour le Pléistocène supérieur. Nous verrons toutefois que la présence du Mammouth peut être admise dans les formations plus récentes, magdaléniennes, de cette station. D'autres part, le Mammouth est richement représenté dans les dépôts éoliens, moustériens-magdaléniens, de La Izvor, station qui se trouve à 200 m de celle-ci.Il est fréquemment rencontré aussi dans les formations aurignaciennes de Lopatnic, Molodova (24), Cormani (4) et Naslavcea, et il ne manque pas non plus dans celle de Topalu (135).

Ces constatations prouvent que le Mammouth avait à l'époque une large répartition géographique dans toute cette région extracarpatique. De ce fait, son absence dans les formations de la station Stânca-Ripiceni doit être considérée comme une lacune accidentelle et nullement comme une absence régionale, ou même territoriale.

Quant aux restes phytopaléontologiques de cette couche et aussi de l'horizon supérieur de la couche précédente (III) ils appartiennent, selon M-elle S. LECLERCQ (113), aux Conifères. Cette indication concorde avec la faune constatée ici, de même qu'avec la flore enregistrée dans la rive bessarabienne du Dniester (187) et en Pologne (183 a).

Industrie lithique. Nous trouvons représentée pour la dernière fois dans cette couche V, à côté de l'industrie lithique, celle confectionnée en produits d'origine animale.

La roche microgranulaire de la moitié inférieure de cette couche, était particulièrement sableuse et il est probable que cette composition a joué un rôle particulier dans la constitution d'une patine des silex. Près de la moitié du nombre possède une patine blanche et cela sans subir une profonde altération physique, de cachalon. La patine qui recouvre le reste des pièces, arrive à être même d'un bleu noirâtre.

Institutul Geologic al României

Le silex utilisé dans cette industrie est de deux sortes, et peut-être a-t-il deux origines distinctes. L'un provient du Crétacé; il est noirâtre et on le trouve en abondance dans les dépôts des terrasses des environs, ainsi que dans le Cénomanien affleurant à Şerpeniţa (à 15 km de distance), à Mitoc, etc., dans les berges du Prut, en amont de Ripiceni. L'âge et le lieu

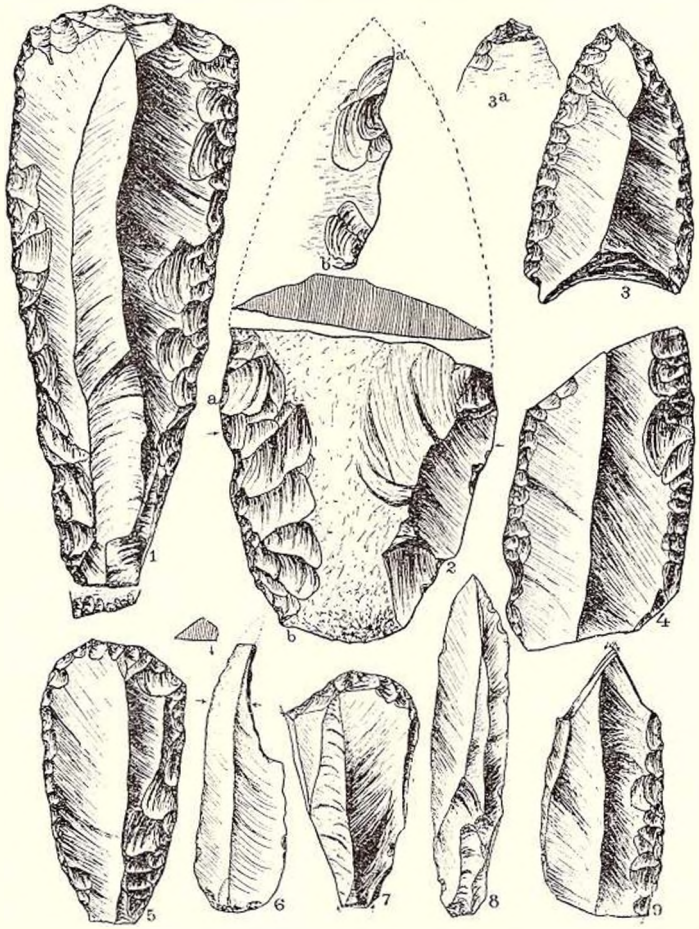


Fig. 9. — Silex de Solutréen inférieur de la Grotte de Stânca-Ripiceni; couche moyenne V. La retouche est plus platte (No. 1, 2) ou moins platte (3, 4)

1, 5, grattoirs; 2, 3, 4, pointes et morceaux de pointes solutréennes (2-prototype d'une pointe en feuille de laurier); 7, 9, burins; 6, perçoir. 2/3 de la grandeur naturelle.

de provenance de l'autre sont plus difficiles à préciser; au moins en partie, cette deuxième sorte présente une structure cornéenne diaphane. Il n'est pas exclu que le silex de cette catégorie ait été importé d'une région étrangère, soit comme matière première, soit même à l'état d'instruments.

Institutul Geologic al României

Du nombre total des pièces trouvées (plus de deux cents), toutes plus ou moins travaillées, celui des instruments proprement dits monte à 50%. Ce nombre réduit pourrait s'expliquer aisément en tenant compte du fait que cette couche archéologique s'est déposée au fond très étroit (1 m. largeur), d'une grotte longue d'environ 20—30 m.

A côté de quelques galets de quartzite et de grès utilisés comme percuteurs ou comme lissoirs (1 exemplaire) et de certains morceaux de calcaire ferrugineux, ils s'ajoute à cette catégorie des « pierres usagées », un petit morceau de minerai d'oxyde de fer. Sa structure finement granulaire, et surtout les signes de raclage qu'elle porte, sont des preuves précises que les troglodytes de cet endroit employaient largement cette matière colorante (v. les stations de La Izvor, Naslavcea. Cormani, etc.).

Les nucléi et les éclats sont en nombre plus réduit dans cette couche. Les lames ne sont pas nombreuses non plus. Parmi les grattoirs, on en rencontre qui sont très bien travaillés; la retouche est en général allongée est passée aussi sur la face ventrale du silex (fig. 6, n° 1). Parfois cependant, le grattoir simple est en même temps, à l'extrémité opposée, un burin (fig. 6, n° 7) ou un perçoir.

Le nombre des burins, par rapport aux burins typiques des couches précédentes, est double. Nous constatons « des burins en bec de flûte » ordinaires et des exemplaires où l'on constate, sur le pan de gauche, le réavivage constitué par plusieurs facettes. On remarque aussi des « burins doubles d'angle sur lame (grattoir) cassée » (fig. 7, n° 8), ou « sur lame à troncature rectiligne retouchée » (fig. 7, n° 7); d'autres sortes également.

« Lame-poignard ». Une pièce tout à fait particulière et unique dans son genre, non seulement pour cette station mais pour nombre d'autres en Europe, est celle de la pl. V, fig. 3. C'est une lame robuste, ayant les dimensions suivantes : longueur 209 mm, largeur 51 mm, épaisseur 15 mm [1]).

La pièce est retouchée sur tout son pourtour; elle porte deux retouches; l'une plus ou moins inclinée et longue, l'autre beaucoup plus verticale et courte. Une semblable retouche marginale, assez riche, s'observe aussi sur sa face ventrale; par différence de la première, celle-ci semble résulter exclusivement de l'utilisation de la pièce. M. Breuil est d'avis que cette pièce peut être un peu plus ancienne que le reste; elle a pu être trouvée dans les champs par l'Homme troglodyte, qui l'a introduite dans cette couche archéologique. Il n'est pas défendu cependant de croire, que cette retouche résulte en partie d'une retouche beaucoup plus plane, grâce à une longue et insistante utilisation de la pièce. Il est possible qu'elle ait été employée comme « lame poignard retouchée », comme « grattoir-racloir » et même comme une

[1]) Ces chiffres représentent les dimensions maxima.

Institutul Geologic al României

« plane », un « riflord ». La retouche de sa face ventrale semble indiquer surtout le dernier mode d'utilisation que n'importe quel autre.

« P o i n t e s ». La pièce représentée pl. V fig. 4, semble avoir été utilisée de la même manière que la lame poignard décrite plus haut. Bien qu'elle soit aussi très massive, par sa forme et surtout d'après sa retouche elle fait partie du groupe des pointes. La retouche de cette pièce est assez plate, inclinée et relativement longue [1]). Par ces caractères, comme par ceux physiques et minéralogiques, elle est identique à la « pointe » de la planche citée, n° 5. Par sa partie basale elle constitue un burin, mais dans son ensemble elle garde les caractères d'une « pointe ». Le dernier caractère est beaucoup accentué par la retouche de la partie inférieure de son sommet [2]). Une retouche semblable, mais un peu plus large, se constate aussi sur la pièce de la fig. 6, n° 2 laquelle, même sur le simple morceau figuré, parait indiquer un prototype de « feuille-de-laurier inachevée ». La retouche se constate aussi à sa partie inférieure. Il n'est pas exclu que celle qui se remarque sur le côté de la pièce, soit due à un accident de travail. Sur d'autres pièces, la retouche ne s'observe que sur la face supérieure (Pl. V, fig. 1, ou fig. 6, n° 3 et 4).

Les dernières pièces, bien qu'en fragments, nous indiquent assez la forme des pièces entières dont elles faisaient partie. D'autrefois, au contraire, la retouche est concentrée sur la partie inférieure de l'outil (fig. 7, n° 1).

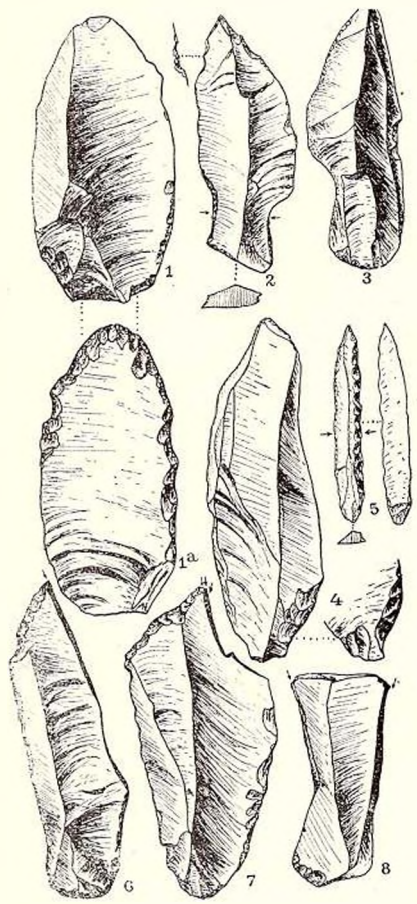


Fig. 7. — Autres silex du Solutréen inférieur de la Grotte be Stânca-Ripiceni, couche moyenne V; 2/3 de la grandeur naturelle (v. aussi la pl. V, et les produits en os No. 4 sur la pl. III et nos 2—4 sur la pl. IV).

[1]) Les bords de cette pièce, qui se trouvait parmi les gros galets, ont été par place détériorés pendant les fouilles.

[2]) Dans une première communication préliminaire (238) dans laquelle on n'a pas tenu compte suffisamment de certaines constatations d'ordre stratigraphique, l'industrie a été déterminée dans son ensemble comme aurignacienne; dans cette communication, la pièce en question a été déjà décrite et figurée, à côté d'autres.

Institutul Geologic al României

La pointe représentée par le n° 8 de la fig. 6, semble faire la liaison entre les pointes déjà décrites et la pointe « à pédoncule », illustrée par le n° 3 de la fig. 7 et aussi par le n° 2. Cependant il est difficile de préciser si d'autres pièces, comme celle par exemple de la fig. 6, n° 8, doivent être classées parmi les éclats habituels, ou considérées peut-être comme des éclats utilisés comme pointes.

Pointes à dos rabattu, relativement fréquentes dans la couche précédente, sont à peine représentées dans la présente: quelques deux ou trois échantillons (fig. 7, n° 5). Ainsi qu'on le voit sur la figure, ses dimensions sont vraiment microlithiques (33 mm long., 5 mm larg. et 3 mm épaiss.). La retouche sur le côté droit est assez verticale et longue; celle de gauche est beaucoup plus fine. Bien que ce soit une pièce microlithique, on remarque toutefois facilement une légère retouche plate à son extrémité basilaire; on en a noté également sur les pointes antérieurement décrites.

Industrie en os et bois. En dehors des différents morceaux d'os utilisés on a constaté un beau poinçon de faibles dimensions (Pl. III, fig. 4). L'outil représenté Pl. IV, fig. 4, qui est confectionné aux dépens d'une puissante côte de grand herbivore (Cheval ou Boeuf), montre sur toute sa surface des stries longitudinales de raclage survenues au cours du façonnement et de l'aiguisage de ses extrémités. D'après sa morphologie, cette baguette ne paraît pas être une arme, mais un outil [1]). A ce point de vue, il n'est pas défendu de croire qu'elle ait servi de compresseur pour le retouchage des silex [2]).

Un autre outil, également mystérieux quant à la manière d'être utilisé, est l'os montrant une cavité cotyloïde droite; il provient d'un grand Bovidé et a comme poignée la portion basilaire de l'ischion. Le reste des os a été enlevé par un sectionnement très assidu. On a obtenu ainsi un récipient, une sorte de coupe, laquelle a été très utilisée si l'on juge d'après le poli de la poignée. Cette pièce est mieux réussie que celles trouvées dans le Moustérien de France (115), fait qui pourrait s'expliquer par l'évolution de la manière de travailler.

Parmi les outils en corne, nous comptons seulement deux pioches confectionnées dans les mêmes parties inférieures de deux bois de Renne (Pl. IV, fig. 2 et 3). Chez les deux on constate que l'andouiller basilaire est enlevé juste au-dessus de la rosette; l'andouiller immédiatement supérieur, bien plus robuste, est transformé pour donner la partie active, le tranchant

[1]) A consulter les pièces analogues, montrées, p. ex., par ARM. VIRE (266) et H. BREUIL (37)

[2]) Le technicien du mobilier préhistorique, M. COUTIER, de la Soc. Préhist. Fr. effectue la retouche des silex par compression, à l'aide de pièces semblables; j'ai suivi à plus d'une reprise ce mode de travail.

Institutul Geologic al României

de l'arme, le tronc du bois servant de manche. Toute la surface de ces instruments est polie grâce à un long usage. Un brillant tout à fait particulier qui est dû à la préparation du tranchant et à son utilisation, se remarque à leur surface ; il peut être perpendiculaire (fig. 3 b et 3b') ou parallèle (fig. 2 a et 2 a') par rapport à la longueur de la manche. Le martellage qui s'observe sur les bords des tranchants indique que les instruments ont été employés à un travail assez brutal. Leurs caractères morphologiques identiques, le mode de préparation des tranchants, comme aussi leur prélèvement exclusif dans l'ensemble des bois (v. surtout fig. 2) nous indique une volonté et une intention très précise d'obtenir des instruments déterminés, en vue d'un but bien défini.

Le prototype de cet outil a été constaté dans la couche précédente (III), de l'Aurignacien supérieur; des pièces analogues sont citées pour le Predmost — protosolutréen (44) [1]) et de Murowana Goslina — magdalénien (107) [2]). De ce groupe d'outils semble faire partie aussi une partie des rudiments des énigmatiques « bâtons de commandement » du Solutréen supérieur de Lacave (265) et aussi le « marteau en bois de Renne » du Magdalénien supérieur de GONTZI (218), ou celui de la station de Mizyn (214, pl. XXXI et XXXII). Comme pièce concernant notre territorire, s'y ajoute celle de Molodova (24, fig. 14).

Les caractères morphologiques de nos instruments prouvent qu'ils ont eu la même utilisation que les pièces précitées. Cependant, je crois qu'ils ont servi non seulement comme outils homologues aux pioches, mais de préférence comme armes de combat, comme « casse-tête ».

Objets de parure. Il est possible que les pièces suivantes aient servi comme pendeloques: la moitié postérieure d'un maxilaire inférieur droit de Renard, une canine de vieux Loup et aussi une coquille de Helix, qui semble avoir été perforée.

Âge de la couche. L'industrie en os de cette couche n'est pas susceptible de nous indiquer quelque chose de précis sur son âge. Dans les stations européennes, les pioches sont connues dès l'extrême fin de l'Aurignacien supérieur et jusque dans le Magdalénien [3]). En comparant nos pièces à celles de Predmost, on y constate une indiscutable supériorité de fabrication.

L'industrie en silex, nous met cependant en possession d'indices plus précis quant à l'âge du dépôt, surtout si nous tenons compte de ses rapports

[1]) J'ai eu l'occasion, en 1930, de les étudier au Musée de Brno.

[2]) Voir aussi la pièce de PLACARD: « Bois de Renne préparé pour faire un bâton de commandement », au Musée S.A.H. de la Charente, ou le catalogue de cette société (E. BIAIS et G. CHAUVET, Angoulême 1915).

[3]) Voir les travaux cités en dernier lieu.

Institutul Geologic al României

avec celle de la couche précédente et des autres stations européennes. La retouche qui semblait, sur les pièces de la couche III, assez négligée, est ici plus régulière et mieux exécutée. Ce qui est plus intéressant, l'on constate un rapprochement entre cette retouche et la retouche solutréenne, pour ce qui a trait à sa finesse et à sa longueur.

Le nombre des « pointes de la Gravette » est en décroissance[1]); en échange, nous avons des éléments nouveaux: des « pointes à pédoncule » et des prototypes de « pointes en feuille de laurier solutréennes ».

L'ensemble de ces constatations souligne d'une manière précise une supériorité par rapport à la technique aurignacienne elle-même, et une manière de passage à celle du Solutréen; ce fait résulte aussi de la stratigraphie de cette station.

Considérant la technique de l'industrie en silex, tenant compte des observations présentées par plusieurs auteurs, comme H. Breuil (40, 44, 46), L. Mayet et T. Pissot (129), H. Martin (117), L. Sawicki (216), etc., au sujet du problème du Solutréen. et de l'analyse récemment faite par l'auteur de cet ouvrage (150). la conclusion s'impose que l'industrie en silex de la couche V est une industrie protosolutréenne, synchronique avec le Solutréen inférieur, sinon même avec le Solutréen florissant de la France.

COUCHE ARCHÉOLOGIQUE SUPÉRIEURE VII

Ainsi que je l'ai déjà mentionné, le dépôt archéologique VII est surmonté par les produits d'un grand et définitif éboulement du plafond de la grotte, à la suite duquel celle-ci a pris la forme d'une longue fente profonde et assez large. Cet éboulement a eu lieu à un moment où la grotte était encore habitée. Ceci se déduit du fait que l'on ait trouvé des fragments et des pièces de silex au-dessous et parmi les grands quartiers de roche nouvellement éboulés.

Avec le temps, les espaces qui séparaient ces blocs ont été comblés dans leur plus grande partie par les dépôts résultant du lavage de la roche. Grâce à ce fait, la roche clastique de la couche VII présente les caractères d'un limon; sa nuance est presque noire.

Faune et flore. Le représentant de la faune pleistocène est le Cheval (*Equus caballus fossilis* Cuv.), lequel est représenté par une prémolaire et deux molaires et aussi par d'autres dents isolées. La présence du Mammouth n'est pas exclue, en jugeant d'après un morceau d'os qui m'a été remi par un ouvrier, avec la mention qu'il provient de cette couche.

La flore est suffisamment indiquée par les fréquents restes de cendre.

[1]) Comme on le sait, le même fait a été constaté dans la couche supérieure de la Grotte du Trilobite.

Institutul Geologic al României

Industrie. L'outillage en os n'est pas connu. L'industrie lithique est représentée par une centaine de pièces, dont la moitié à peine a une morphologie bien définie.

Parmi les « pierres usagées », nucléi, éclats et lames, seules les dernières sont en nombre quelque peu élevé. Leurs dimensions varient entre 50 et 136 mm. Elles sont triangulaires ou rhomboïdales en coupe transversale. Toutes sont minces et peu retouchées.

Lames denticulées. Certaines lames ou fragments de lames, ont les bords denticulés par retouchage. Ces denticules peuvent être larges, plus ou moins réguliers, épais ou minces (fig. 8, n° 14), parfois menus et nombreux, donnant à la lame l'aspect d'une scie fine et un peu usée.

Lamelles-microlithes. Les dimensions de nos pièces varient; les petites mesurent 22 mm longueur, 3 mm largeur et 1 mm épaisseur (dimensions minima); les grandes: 50 mm longueur, 8 mm largeur et 4 mm épaisseur (dimensions maxima) (fig. 8, n° 9). Leurs bords ne montrent aucune retouche, en revanche; leur sommet se présente comme un « grattoir » très fin et petit (fig. 8, n° 5). Quelques-unes montrent la troncature du sommet retouchée. Les plus nombreuses semblent avoir été soumises à un travail de retouchage très poussé, qui est arrivé à donner des « pointes à dos rabattu» (v. plus loin); la lamelle-burin (microburin) trouvée ici, était probablement employée à perforer des trous d'aiguilles; celles-ci, apparues dès le Solutréen (173), ont pris un développement particulièrement grand à l'époque magdalénienne.

Grattoirs. Comme formes bien définies et minutieusement parachevées, nous comptons une demi-douzaine (v. p. ex. fig. 8, n° 1—3).

Burins. Les burins varient comme forme et dimensions. Parmi les formes représentées, nous avons le « burin bec de flûte », le « burin double d'angle à troncature oblique et retouchée oblique » (fig. 8, n° 13), le « burin sur lame de coup de burin », puis le « burin double », bien plus grand que les types précédents.

Nous avons aussi un « burin bec de flûte à facettes doubles » confectionné sur un noyau entièrement plat. Sur ce burin les deux « pans » sont à facettes multiples. Paraissent représentés aussi les « burins-bec de perroquet », mais non par des pièces classiques (p. ex. le n° 15).

Comme perçoirs, le plus typique est celui représenté fig. 8, n° 4. Cette pièce semble indiquer par sa forme svelte et une retouche assez inclinée, une parenté avec les pièces du groupe des « pointes à dos rabattu ».

Pointes microlithiques à dos rabattu. Un pourcentage assez remarquable, comme pièces finies, est constitué par les « pointes à dos rabattu ». On n'en a trouvé, dans cette couche, que des pièces microlithiques (fig. 8, n° 6, 8—10). La plus petite (n° 8), présente les dimensions suivantes : 22 mm longueur, 4 mm largeur maxima, et 2 mm épaisseur

Institutul Geologic al României

maxima. Leur retouche est plutôt verticale. qu'inclinée, et parait prédominer sur le côté gauche. Sur la pièce n° 10 on observe de la retouche aussi du coté droit, mais ici elle n'est pas verticale; sur la face dorsale, elle s'étend sur sa moitié inférieure, tandis que sur la ventrale, sur sa moitié supérieure.

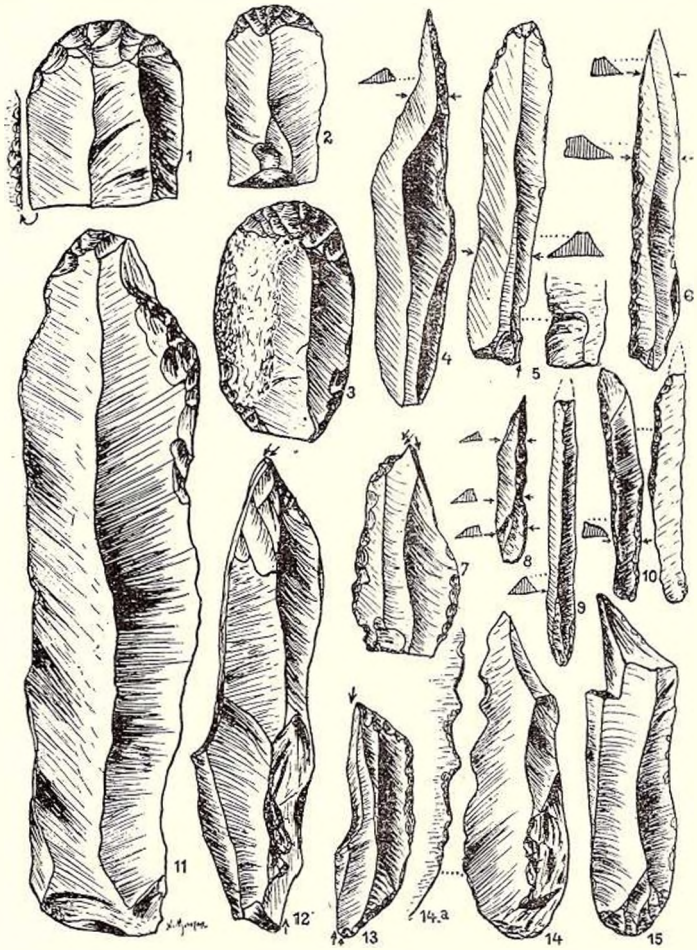


Fig. 8. — Magdalénien de la Grotte de Stânca Ripiceni, couche supérieure VII. Différents produits de silex; n-os 5, 6, 8, 10 grandeur naturelle: n-os 1—3, 7 et 11—15 réduit au 2/3.

Cachette. Au-dessous d'un quartier du paroi de la grotte qui faisait saillie, on a pu remarquer une agglomération d'une vingtaine de silex. Bien que parmi ceux-ci ont ait trouvé aussi quelques lames, les éclats informes ont toutefois la prédominance. La réunion de ces pièces et leur mode de présentation dans le gisement, me conduit à admettre qu'elles ont été déposées intentionnellement dans cet abri, probablement par un enfant.

Institutul Geologic al României

Âge de la couche. Après un laps de temps faisant suite au dépôt de la couche V, apparaît le dernier dépôt fossilifère de cette grotte. L'industrie, considérée dans son ensemble, est bien plus svelte; la prédominance des lames se remarque facilement. En dehors de la présence de quelques instruments qui n'ont pas été remarqués dans les couches précédentes, nous constatons la réapparition en nombre élevé, par rapport au nombre total de silex, des « pointes de la Gravette ».

Ces constatations nous indiquent, pour la couche en question, un âge magdalénien. Si l'on considère cependant que les pointes de la Gravette qui, pendant le Magdalénien, ont été particulièrement fréquents durant le dépôt du sous-étage supérieur de l'époque, on peut admettre que nous nous trouvons en face d'une industrie de la sous-époque magdalénienne supérieure.

INDUSTRIE ET FOYER PALÉOLITHIQUE TROUVÉS EN DEHORS DE LA GROTTE

Industrie. Nous avons collectionné en différents points de la colline Stânca Ripiceni et surtout sur le versant S, un grand nombre de silex (plus de 300). Les pièces consistent généralement en éclats; rarement on trouve des fragments de lames ou des lames entières et seulement d'une manière exceptionnelle des pièces un peu intéressantes. Toutes appartiennent au Paléolithique supérieur.

Foyer. Sur le versant méridional de cette colline, à quelques mètres de distance et un peu plus bas de l'endroit qui correspond à l'entrée supérieure de la grotte, se trouvent les traces d'un foyer préhistorique (fig. 3 A: F). Les quelques éclats de silex trouvés en connexion intime avec le foyer indiquent la technique paléolithique supérieure. En dehors des silex, on a ramassé aussi un fragment de valve d'*Unio* sp.; comme on le sait, cet animal a joué un rôle important dans l'alimentation et dans la parure des néolithiques [1]). Très récemment, la présence de la même coquille a été constatée dans les dépôts du Magdalénien supérieur de Mitoc (v. plus loin).

Le foyer ovalaire (1,16 m × 0,73 m) dont il est question, mérite une spéciale mention du fait de son aménagement particulier. L'homme préhistorique, afin d'arrêter le glissement sur la pente de son feu, a disposé, en aval quatre pierres dont nous possédons seulement trois, en délimitant ainsi une place définitive pour ce foyer. Celui-ci s'est conservé presque intact car, dès

[1]) Nous avons trouvé plusieurs valves perforées, appartenant probablement à un collier, dans la station néolithique de « Bila Hora », de Pelivanov-Iar (dép. de Hotin, sur le Dniester).

Institutul Geologic al României

que l'homme l'eut abandonné, il a été recouvert par un mélange de terra -rossa et de sol végétal. Ces matières arrachées aux points en amont de la colline, se sont déposées à cet endroit en constituant une couverture protectrice au-dessus du type.

RÉSUMÉ ET CONCLUSIONS GÉNÉRALES SUR LA STATION ET LA VIE DE L'HOMME PALÉOLITHIQUE DANS LA GROTTE DE STÂNCA-RIPICENI

Il s'agit de la seule station préhistorique paléolithique de la région extracarpatique qui soit située dans une grotte. Le début de la formation de cette grotte ne peut être expliqué d'une manière précise. Le fait que l'Homme néanderthalien de La Izvor, station se trouvant au pied de la myodobore, n'a pas habité cette grotte, nous fait penser que, pendant l'époque moustérienne supérieure, la grotte était en cours de formation.

La période de remplissage débute dans l'Aurignacien supérieur et continue jusque dans le Magdalénien, quand l'éboulement définitif du plafond de la grotte eut lieu.

La portion de cette grotte explorée par nous, a été habitée exclusivement par l'Homme du Paléolithique supérieur, et notamment à quatre époques distinctes: Aurignacien post-moyen (Aurignacien supérieur). Aurignacien supérieur final, Solutréen inférieur et Magdalénien.

La grotte fut habitée durant le Paléolithique supérieur entier. Si l'on fait quelque rapport avec les dépôts paléolithiques de la station voisine en air libre (La Izvor), il ressort que, durant le Paléolithique supérieur, la vie glyptique était préférée à celle de l'air libre.

L'uniformité de la faune et de la flore dans tous les dépôts de cette grotte, nous impose d'admettre pour le Paléolithique supérieur dans son entier, un climat froid sans variations marquées.

La grotte a été habitée par l'homme avec des interruptions. Ce fait suggère deux hypothèses: *a)* les périodes à climat froid (synchroniques avec les couches archéologiques de la grotte) alternaient avec d'autres un peu moins froides (correspondant aux couches stériles), pendant lesquelles l'Homme vivait dehors; *b)* les migrations successives de l'Homme paléolithique, auquel le milieu et ses moyens d'existence — il était chasseur — imposaient sans doute une vie semi-nomade. La dernière hypothèse semble plus vraisemblable.

D'après la stratigraphie archéologique et paléontologique, nous pouvons nous rendre compte de l'évolution suivie par l'industrie de notre ancêtre durant les différentes étapes du Paléolithique supérieur. C'est pour cela que ces industries nous serviront comme termes de comparaison dans la corrélation, la synchronisation et la détermination d'autres nouvelles industries.

Institutul Geologic al României

Grâce au fait primordial des mêmes successions stratigraphiques, les dépôts de la station Stânca Ripiceni contribueront à élucider le « problème solutréen » dans tout le territoire extra-carpatique. Ici, il est représenté par l'industrie protosolutréenne qui, d'après la stratigraphie, a succédé à l'industrie aurignacienne supérieure. Donc ici aussi, comme dans l'W de l'Europe, il y a eu succession [1]), évolution dans la typologie, évolution dont toutes les étapes durant le Paléolithique supérieur sont représentés.

La station de Stânca Ripiceni est la première station paléolithique de Roumanie où l'on ait constaté une vraie industrie d'os.

Par ses industries et par sa stratigraphie, elle constitue le trait d'union entre les stations paléolithiques supérieures de l'Occident et celles d'âge semblable de l'Orient.

L'Homme était à ce moment un chasseur habile et brave. Devant ses armes, primitives certes, mais secondées par son intelligence supérieure même les plus grands animaux ne pouvaient tenir: le Bison, le Boeuf primitif, le Cheval, le Renne, le Cerf, de même que leurs ennemis féroces, le Loup, la Hyène, le Lion des cavernes. Quant aux plus petits, le Lièvre, la Marmotte des steppes, le Renard, il en faisait une consommation courante.

Il détachait de sa proie les parties charnues, les membres et la tête, qu'il apportait à sa famille — dans la grotte. Ici, dans sa demeure naturelle, il grillait la viande à son feu (on y a trouvé des os calcinés), tandis que les crânes et les os longs étaient cassés pour en extraire le cerveau et la moelle osseuse, qui étaient très recherchés comme aliment, peut-être aussi pour d'autres fins. L'Homme cassait en long les maxillaires aussi, dont il suçait la moelle.

Les peaux enlevées à ses proies, servaient à la confection des vêtements tandis que les cornes et les os, lui servaient à la fabrication des différents, outils (poinçons, lissoirs, etc.) et des armes.

Les preuves d'une production artistique manquent. Les quelques fragments de « crayons » en ocre et le « godet », signalé plus haut, permettent toutefois l'hypothèse que certains arts (la peinture par exemple) étaient apparues également dans ces régions.

La faune riche, plus riche que dans n'importe quel autre point fossilifère de Roumanie, montre des espèces animales nouvelles, ou du moins pour la première fois signalées sur le territoire de notre pays [2]).

[1]) L'évolution suivié par l'industrie solutréenne en Europe Centrale n'est pas connue d'une manière précise (v. l'analyse sommaire de ce problème, no. 150).

[2]) Nous nous arrêterons sur ces questions dans notre travail « La Faune pléistocène du NE de la Roumanie », qui est encore en manuscrit. Du fait des difficultés d'impression, nous avons éliminé du présent travail les chapitres détaillés sur la faune, en nous contentant d'indiquer seulement ses représentants.

Institutul Geologic al României

La station de Stânca Ripiceni contribue dans une large mesure, par son matériel archéologique, paléontologique et stratigraphique, à la reconstitution de la vie et de l'évolution des phénomènes biologiques, préhistoriques et physiques, qui se sont développés pendant le Pléistocène supérieur.

B) L'ABRI-SOUS-ROCHE DE STÂNCA RIPICENI

En Septembre 1932, nous avons decouvert une crevasse remplie d'argile et d'os, provenant d'un abri-sous-roche situé à la surface du myodobore. de Stânca Ripiceni (fig. 2. A). Celui-ci avait disparu, du fait de l'exploitation du calcaire, en 1905—1912; toutefois, nous avons réussi à reconstituer assez exactement la morphologie de cet abri naturel, pendant longtemps habité par l'Homme paléolithique.

En nous réservant de présenter un travail plus complet après l'achèvement des fouilles, nous consignerons ici quelques-unes de nos observations.

Cette crevasse fossilifère se trouve à 30 m de distance de la grotte de Stânca Ripiceni, et intéresse le côté N de la myodobore (fig. 2 et 3 c). Sa direction est presque parallèle à celle de la grotte.

La faune découverte jusqu'à présent, comprend le Mammouth, le Rhinocéros, le Renne, le Cerf, de grands Bovidés, le Cheval, de grands Rongeurs (*Arctomys Bobac*, Lièvre) et, ce qui est très important, un nombre assez grand de petits Rongeurs. On y trouve aussi des Carnivores de grande et de petite taille et plusieurs Oiseaux.

La quantité totale des os recueillis, dépasse 1 m^3. L'état de conservation est exceptionnel (du moins dans un milieu calcaire, comme c'est le cas); la rareté et la beauté de certaines pièces, quelques-unes uniques tout au moins pour la région, montre suffisamment la particulière et multiple importance de ce point nouvellement découvert.

L'industrie constatée ici spécifie l'existence du Moustérien supérieur. En dehors de beaux silex, on y a trouvé aussi plusieurs os travaillés et utilisés.

La trouvaille du Moustérien dans cet abri naturel très proche de la grotte de Stânca Ripiceni, appuie fortement notre hypothèse déjà signalée, que dans la partie antérieure de ladite grotte, a existé également une industrie de culture moustérienne. Il est probable que cette industrie n'a pas été autre chose que celle du « Moustérien des Grottes » ainsi qu'elle a été dénommée par H. Breuil, lequel la parallélise au Würmien (45).

Institutul Geologic al României

II. LE PLÉISTOCÈNE ET LE PALÉOLITHIQUE DES DÉPÔTS SUBAÉRIENS

A) STATION DE LA IZVOR (COMMUNE DE RIPICENI RIVE DROITE DU PRUT)

Sur le versant N de Stânca Ripiceni, dans le départ. de Botoșani, dans les dépôts de loess recouvrant une terasse inférieure du Prut se trouve une station préhistorique importante que nous appellerons « La Izvor ». En amont sur le Prut, à 200—300 m de Stânca Ripiceni, existe une colline de faible élévation dont la direction dévie légèrement vers le N par rapport à la crête de Stânca Ripiceni. Les deux collines se réunissent par leurs flancs en une espèce de dépression, remplie de formations détritiques quaternaires, préhistoriques, dans laquelle s'est creusée une vallée d'âge relativement récent. Son profil d'équilibre a subi de fortes modifications par suite du changement du niveau de base, conséquence de l'exploitation, de 1902 à 1904, du calcaire marneux que l'on y a extrait.

Les dépôts quaternaires préhistoriques de La Izvor se trouvent sur la rive droite du Prut, entre la sucrerie de Ripiceni et le village de Bold (département de Dorohoi), à proximité de la ligne de démarcation de ces deux départements.

Nous avons été le premier à découvrir la faune pléistocène du loess et l'industrie néolithique de La Izvor, en 1919. En 1925, nous y avons également établi la présence de l'industrie du Paléolithique supérieur; plus tard (1928 et 1929), aussi celle du Moustérien classique. Nous avons fait des petites fouilles en 1929 et 1930.

STRATIGRAPHIE DES DÉPÔTS

Les fouilles ont été exécutées en deux points: A (en aval) et B (en amont) dans une tranchée étroite unissant ces deux points. En général, la succession des couches est la même, bien que ce soient les dépôts du point *A* qui fournissent la stratigraphie la plus complète et la plus claire.

Ici, les dépôts quaternaires se superposent aux formations miocènes, affleurant dans les deux rives du Prut, où elles sont représentées par le Méditerranéen et le Sarmatien.

Institutul Geologic al României

D'après les recherches effectuées aux points *A* et *B*, la stratigraphie de La Izvor est la suivante:

a) 0,00—0,45 m (12,50—12,05 m [1]). Sol végétal. Industrie protohistorique et néolithique. Une monnaie roumaine datant du XIV-e siècle a été trouvée au point *B*;

b) 0,45—1,08 m (12,05—11,42 m). Loess à infiltrations d'humus et à blocs de calcaire sarmatien. Industrie néolithique dans la partie supérieure, industrie magdalénienne au point *B*, à 60—85 cm de profondeur;

c) 1,08—3,75 m (11,42—8,77 m). Loess jaune clair, par endroits légèrement plus sableux. Entre 1,50 et 3,00 m, industrie aurignacienne (?) — magdalénienne;

d) 3,75—4,28 m (8,77—8,22 m). Loess jaune à rares silex aurignaciens: entre 3,50 — 4 m;

e) 4,28—4,69 m (8,22—7,81 m). Argile loessoïde jaune vert à taches noires ;

f) 4,69—5,29 m (7,81—7,21 m). Argile loessoïde compacte, jaune vert foncé, à taches noires. Représente le sol fossile marécageux (horizon supérieur). De rares silex de Moustérien supérieur;

g) 5,29—6,29 m (7,21—6,21 m). Argile loessoïde gris vert, compacte, atteignant jusqu'à 1,50 m d'épaisseur. C'est le sol fossile marécageux, l'horizon inférieur. L'argile est tantôt sableuse, tantôt presque pure et renferme par-ci par-là de nombreuses et menues concrétions de calcaire. La couche supérieure présente une teinte noirâtre, tandis que la couche inférieure est abondamment colorée par des oxydes de fer et des carbonates. Industrie moustérienne supérieure à coups-de-poings;

h) 6,29—6,74 m (6,21—5,76 m). Argile riche en oxydes de fer;

i) 6,74—7,00 m (5,76—5,50 m). Argile vert violet (smecticoïde).

k) 7,00—7,85 m (5,50—4,65 m). Sable entre 7,00 et 7,45 m, avec quelques rares veines rouillées d'oxydes de fer. Entre 7,45 et 7,55 m, fortement coloré par des oxydes de fer; entre 7,55 et 7,85 m, du sable pur.

l) 7,85—8,15 m (4,65—4,35 m). Sable argileux mélangé à du gravier de terrasse. Au point *B* nous avons trouvé *Elephas primigenius* et *Rhinoceros tichorhinus* ;

m) 8,15—11,00 m (4,35—1,50 m). Gravier de terrasse mélangé, par endroits, à de l'argile et du sable. Renferme *Elephas primigenius*, du cheval fossile et des silex levalloisiens. Contient un niveau d'eau duquel jaillissent de nombreuses sources ;

n) 11,00—12,50 m (1,50—0,00 m). Marne calcaire sarmatienne;

o) 12,50 m (0,00 m). Niveau normal du Prut, à 73 m au-dessus du

[1]) Les chiffres entre parenthèses indiquent la hauteur des dépôts au-dessus du niveau normal du Prut.

Institutul Geologic al României

niveau de la mer [1]) et à environ 530 km de distance du confluent du Prut et du Danube.

On peut suivre la terrasse de La Izvor sur des dizaines de kilomètres, sur les deux rives du Prut, et presque au même niveau. La terrasse est par endroits un peu plus élevée (7 à 8 m de hauteur), par suite de l'épaississement des couches de gravier et de sable (en aval de Stânca Ripiceni dans les carrières au-dessous de la sucrerie de Ripiceni). On ne peut cependant que très difficilement paralléliser les dépôts de la terrasse de 5 m du Prut à ceux de la terrasse correspondante du Nistru (Dniester).

Ayant tenté une reconstitution du relief paléogéographique quaternaire de la région de Stânca Ripiceni, nous croyons que les eaux des précipitations atmosphériques de l'époque ont déterminé le creusement d'une dépression que les débordements de la rivière ont plus tard remplie de sable.

De même, à l'époque moustérienne supérieure, les graviers de cette terrasse étaient dénudés par endroits, tout comme le sont aujourd'hui beaucoup de dépôts des terrasses alluvionnaires. L'Homme néanderthalien y trouvait la matière première indispensable à son industrie, mais ne négligeait pas non plus les silex levalloisiens dont il façonnait les ustensiles moustériens correspondant à ses nouveaux besoins.

Peu à peu, la terrasse a été recouverte par le matériel loessoïde et le loess qui s'y trouve actuellement.

Le matériel constituant le sol fossile marécageux superposé aux dépôts de la terrasse provient d'une part des poudres éoliennes lavées par l'eau des pluies sur les pentes des alentours, de l'autre de la poudre éolienne proprement dite, à laquelle est venue s'ajouter aussi un peu de vase charriée par le Prut lors de ses crues. Sous l'effet géologique-biologique que les eaux d'inondation ont exercé sur la flore de l'époque, ce matériel s'est transformé en un sol du type des sols marécageux. Le sol est resté marécageux durant tout le Moustérien, ce qui a favorisé la fossilisation des débris animaux.

Dans le sol marécageux de la région inondable à cette époque, l'Homme pouvait chasser plus facilement les grands animaux, le Mammouth par exemple, que sur un sol sec. Le Mammouth s'y révélait tout aussi impuissant que l'Eléphant d'aujourd'hui lorsqu'il est pris dans les marécages.

Le sol fossile marécageux est une des formations les plus riches en produits archéologiques. La faune abonde même dans les couches supérieures, purement éoliennes, et y est parfaitement conservée. Les os et les silex sont recouverts d'une mince couche d'argile violette qui a préservés les premiers d'une destruction rapide. On rencontre par endroits des agglomérations d'os, de vrais kjökkenmöddings ossifères.

[1]) Pour préciser l'altitude absolue du niveau du Prut, nous avons emprunté les données nécessaires à l'ouvrage de PORUCIC (188).

Institutul Geologic al României

Nous pouvons comparer les dépôts ossifères de La Izvor à ceux de Vistornice — Moravie. Généralement, les os de La Izvor ne se trouvent pas dans leur connexion anatomique. Tout à côté des deux moitiés d'un crâne de boeuf, nous avons trouvé un racloir ayant servi probablement à fendre le crâne et à en extraire le cerveau. Cette trouvaille, ainsi que les agglomérations osseuses melées aux instruments lithiques de toutes sortes, les foyers moustériens, etc., démontrent que le matériel de notre station se trouve dans sa position primaire, qu'il y a été apporté et abandonné par l'Homme néanderthalien et non pas déposé par les eaux ou transporté par un agent physique-mécanique naturel.

Sous l'effet de l'inclinaison des dépôts calcaires et de l'action de la nappe aquifère, les formations microclastiques qui recouvrent ces dépôts, ont subi de légers glissements en masse; on rencontre en effet par endroits, dans les dépôts argileux, des surfaces de glissement polies [1]) pouvant atteindre 15 cm de longueur, ainsi que des os et des défenses de Mammouth brisées, qui présentent de légers déplacements les uns par rapport aux autres.

Nous n'avons guère observé de stratification bien définie dans toute l'épaisseur des dépôts de loess. Ce que nous avons indiqué dans la coupe ci-haut, provient plutôt des données archéologiques que des données pétrographiques proprement dites, ou fauniques. Dans beaucoup de dépôts analogues d'autres localités, sur le Prut comme sur le Nistru, on observe la présence de niveaux intercalés de sols fossiles, de lehm ou de couches de graviers. Sauf toutefois la couche de sol marécageux, aucune des formations en question n'est représentée dans les dépôts de loess de La Izvor.

On rencontre à La Izvor, par-ci par-là, de gros blocs de calcaire provenant de la myodobore voisine. Ces blocs, dont certains pèsent jusqu'à 50 kg, proviennent d'éboulements ou bien ont été apportés par l'Homme et basculés par lui sur le gibier descendant vers le Prut, ou alors lancés dans les fosses à loups. La présence de pareils blocs dans les dépôts d'Ondratiz et de Vistornice a déterminé C. ABSOLON à adopter la même hypothèse [2]).

Les formations éoliennes de La Izvor, d'un caractère uniforme, se superposent à la terrasse inférieure de 5 m du Prut, laquelle contient des os et des molaires d'*Elephas primigenius* BLUM. et de l'industrie levalloisienne roulée. Il s'agit donc d'une terrasse würmienne. Les dépôts argilo-loessoïdes et les dépôts de loess, à industrie moustérienne et autres industries plus récentes, se sont déposés après la formation de cette terrasse würmienne.

Au point de vue archéologique, sont représentées à La Izvor les industries des époques suivantes: Levalloisien supérieur, Moustérien supérieur, Au-

[1]) « miroirs de glissement ».

[2]) Le professeur C. ABSOLON nous a exprimé cette opinion de vive voix, lors de notre visite au musée *Anthropos* à Brno, en 1930.

Institutul Geologic al României

rignacien et Magdalénien; ensuite, les industries de l'époque néolithique, de l'âge de fer et de la période barbare (?)—historique.

FAUNE ET FLORE

Quoique faiblement représentée, entre autres par *Pinus* sp., la flore peut quand même fournir certaines indications sur quelques-uns des phénomènes biologiques qui se sont produits à cette époque et sur le climat qui y a régné.

La faune de cette région n'est représentée que par des Mollusques et des Mammifères.

La faune malacologique est représentée par *Planorbis* sp. et *Paludina* sp., à raison d'une coquille chacune, trouvées dans la couche *g* (voir la coupe), au contact de la couche sous-jacente *h*. Dans les autres dépôts, nous avons rencontré *Helix hispida*, *Succinea oblonga*, *Chondrula tridens* et *Helix pomatia*, celle-ci seulement à proximité du sol végétal. Toutes ces espèces étaient représentées par un nombre restreint d'exemplaires.

La faune mammalogique est représentée par les formes suivantes:

Elephas primigenius BLUM. A La Izvor, on rencontre le Mammouth dans toute l'épaisseur des dépôts pléistocènes. On a trouvé dans les graviers de la terrasse, une défense presque intacte et plusieurs morceaux ou lames de molaires, ainsi que d'autres os de ce Proboscidien.

Les dépôts à industrie moustérienne sont les plus riches en restes de Mammouth. Presque tous les niveaux en recèlent des défenses éparpillées ou plus ou moins entassées. Elles ont probablement été accumulées là par l'Homme néanderthalien lui-même, dans l'intention de constituer des réserves de matière première pour son industrie.

Une constatation qui mérite d'être relevée concerne la fréquence lamellaire des molaires. Celle-ci (m. 3) étant inférieure à 8, il en résulte que ce proboscidien était réprésente par des formes archaïques normales. Nous signalons également que les formes typiques d'*Elephas primigenius* sibérien ne sont pas représentées dans les dépôts paléolithiques supérieurs [1]). La rareté de cette forme dans les dépôts du NE de la Roumanie, est un indice que *l'Elephas primigenius* sibérien n'a eu ni l'importance de son prédécesseur, ni celle de son contemporain.

Le nombre des individus trouvés dans nos dépôts moustériens est supérieur à vingt.

[1]) Au sujet des caractères de ces animaux, consulter la monographie sur les Éléphants par CH. DEPÉRET et L. MAYET (64).

Institutul Geologic al României

Le mammouth est aussi bien représenté dans les dépôts du Paléolithique supérieur; mais moins bien dans les couches de loess supérieures, où il n'est représenté que par des molaires et des défenses. Parfois cependant les dents sont enveloppées dans l'os maxillaire, réduit à l'état de poudre blanche à infiltrations de loess.

Equus caballus fossilis CUV. (Cheval), syn. *Equus caballus* LIN. *fossilis* MEYER. Le Cheval, si abondamment représenté dans les dépôts de la grotte de Stânca Ripiceni, est très rare dans les formations pléistocènes de La Izvor.

Rhinoceros tichorhinus FISCHER, syn. *Rhinoceros antiquitatis* BLUM. L'existence du Rhinocéros sibérien est prouvée par une dent, provenant de la mâchoire supérieure d'un individu adulte, trouvée au point *B*, en l'occurence dans la zone de mélange des graviers de terrasse à loess, c'est-à-dire à la base du niveau à industrie moustérienne.

Bien que *Rhinoceros tichorhinus* soit contemporain de l'époque moustérienne, il semble toutefois avoir été plus nombreux à la fin de celle-ci (à en juger d'après ce que nous avons constaté dans l'abri-sous-roche de Stânca Ripiceni) et au Pléistocène (Paléolithique) supérieur. Quoi qu'il en soit, il est certain, qu'au Pléistocène supérieur, *Elephas primigenius* BLUM. était beaucoup plus répandu que *Rhinoceros tichorhinus* et que celui-ci a disparu du territoire de la Roumanie un peu avant le Mammouth.

Bison priscus H. v. MEYER (Bison, Aurochs). Cet animal semble avoir été plus répandu que le Cheval. Les derniers spécimens remontent dans ces dépôts à l'époque des invasions barbares et ont été trouvés dans le proche voisinage de squelettes humains (voir plus loin).

Bos primigenius BOJ.. Boeuf primitif (Urus). Il est représenté dans les dépôts moustériens par quelques molaires inférieures, un peu plus larges et plus hautes que les mêmes molaires du Bison.

Cervus tarandus LIN. (Renne) syn. *Rangifer tarandus* H. SMITH sp. LIN. Le Renne est assez répandu dans beaucoup de stations du Paléolithique supérieur du NE de la Roumanie, mais, dans les dépôts plus anciens, c'est ici à La Izvor, que nous le trouvons représenté pour la première fois, dans les couches du Moustérien supérieur. Son existence est prouvée par la moitié inférieure d'une perche ayant appartenu à un individu jeune. Si l'on rapproche cette constatation de celles faites dans l'abri-sous-roche de Stânca Ripiceni, on est fondé à en conclure que le Renne peuplait la Moldavie et la Roumanie dès le Moustérien supérieur, c'est-à-dire après la formation de la terrasse inférieure du Prut.

Cervus elaphus LINNÉ (Cerf noble. C. elaphe), syn. *Cervus elaphus primigenius*. La famille des Cervidés est également représentée par quelques restes du Cerf noble. Nous avons trouvé quelques morceaux de bois de cet animal dans les couches moustériennes et ensuite dans les couches néolithiques.

D'après les constatations faites à La Izvor et dans les stations voisines

Institutul Geologic al României

de Stânca Ripiceni, on peut en déduire que le Cerf noble a vécu ici depuis le Moustérien supérieur.

Ursus priscus syn. *Ursus arctos* LIN., var *priscus*. Le seul représentant des carnivores pléistocènes dont nous ayons pu déterminer la présence dans ces formations est l'Ours; mais c'est à peine si nous en possédons une partie du maxillaire supérieur gauche, avec l'avant-dernière prémolaire et la dent carnassière voisine, c'est-à-dire pm. 2 et 3, (planche I, fig. 3).

A première vue ces pièces semblent appartenir aux restes d'un ours de caverne, mais il résulte des mesures que ces dents sont plus petites que les dents correspondantes d'*Ursus spelaeus*. En outre, elles diffèrent par de petits caractères secondaires de leurs surfaces de mastication. M. BOULE estime que ce fragment de mâchoire appartient à *Ursus priscus* ou, mieux, à *U. arctos* var. *priscus* (29, page 255, au milieu). La chose est de grande importance pour nous, car nous enregistrons de ce fait, pour la première fois en Roumanie, l'existence de cette espèce d'Ours diluvial.

Nous ajoutons qu'on a trouvé sur le Prut, dans la région de Ripiceni, encore quelques représentants des grands carnivores, tels que *Felis leo spelaea* et *Hyena spelaea* (dans la grotte de Stânca Ripiceni). Sur le Dniester on ne cite que de petits carnivores, tels que *Canis lupus* et *C. vulpes* (24 [1]) 6), espèces qu'on rencontre aussi à Ripiceni (Stânca Ripiceni). Du fait qu'on n'a pas encore découvert de grands carnivores dans le Pléistocène sur le Dniester, on aurait tort de déduire qu'ils n'y ont pas existé.

Outre ces expèces nous avons encore trouvé quelques os (une omoplate, un humérus, etc.) ayant appartenu à un animal de la taille du loup.

Faune holocène. La plupart des représentants de la faune trouvée à La Izvor est caracteristiques pour le Pléistocène, mais quelques-uns parmi eux, tels le Bison, le Cerf et le Cheval ont été également rencontrés dans les dépôts post-pléistocènes. D'autres animaux, par contre n'ont été découverts que dans les couches holocènes, à savoir: *Unio pictorum*, *Sus scrofa* LIN., *Cricetus frumentarius* PALL., et en outre *Homo sapiens* LIN.

De toutes ces trouvailles, seul le squelette d'Homme présente de l'intérêt. Il a été découvert au point *B*, à 1,20 m de profondeur. Le squelette (le thorax et la tête) était recouvert d'une espèce de dalle de calcaire marneux affectant la forme d'un parallélépipède, mesurant 63 cm de longueur, sur 38 cm de largeur et 8,5 cm d'epaisseur. Couché le long d'un grand four néolithique, le squelette était à peu près orienté du NE au SW. Les mains reposaient l'une sur l'autre, au-dessus de la région pubienne.

A gauche de la tête nous avons trouvé l'ustensile moustérien en silex, représenté dans la fig. 7, pl. II.

[1]) A la page 41, l'auteur dit avoir trouvé une canine d'ours dans le loess de Molodova,

Institutul Geologic al României

A en juger d'après l'endroit où se trouvait le squelette, celui-ci semble remonter à l'époque néolithique ; mais si l'on tient compte de son orientation et de sa position, il se pourrait bien qu'il fût plus récent et datât de l'époque de l'invasion des barbares.

INDUSTRIE PALÉOLITHIQUE DE LA IZVOR

INDUSTRIE LEVALLOISIENNE

En 1929, nous avons remarqué parmi les objets appartenant à l'industrie moustérienne, la présence de quelques pièces présentant une double patine. En 1930, nous avons pu établir que bien de silex à double patine représentaient des instruments remontant à une époque plus ancienne, et avaient été façonnés par l'Homme du Moustérien supérieur.

Les surfaces des silex à patine ancienne indiquent que ceux-ci ont été roulés et charriés.

En exécutant quelques sondages dans les graviers de la terrasse du Prut à La Izvor, nous avons obtenu, outre de nouveaux restes de Mammouth, aussi quelques silex taillés.

Ces pièces trouvées dans la terrasse, présentent les mêmes caractères que les surfaces des silex à patine ancienne de la couche moustérienne supérieure, d'où l'on peut conclure à l'origine commune des deux catégories de pièces. Il est fort probable qu'au Moustérien supérieur les silex levalloisiens de la terrasse de 5 m se trouvaient souvent à la surface de la terrasse où de son talus, comme c'est aujourd'hui le cas pour les silex de Cuconești, Gherman-Dumeni et autres localités [1]). Certaines pièces de cette industrie ont attiré l'attention de l'Homme du Moustérien supérieur, qui les façonnait soit en partie, soit entièrement, obtenant ainsi de nouveaux instruments qui répondent à ses nouveaux besoins.

Par conséquent, dans cette partie-ci de l'Europe, l'Homme paléolithique se comportait d'après les mêmes critériums que son congénère de l'Europe occidentale, qui usait de la même manière de certains ustensiles des époques antérieures.

Les caractères morphologiques, physiques et stratigraphiques des silex de La Izvor sont les mêmes que ceux des industries de Cuconești, Gherman-Dumeni et d'ailleurs, d'où l'on peut déduire que les silex de la terrasse de La Izvor appartiennent au Levalloisien supérieur. Ce qui a été établi à l'aide de la stratigraphie archéologique à La Izvor, concorde avec le schéma de synchronisme des industries paléolithiques de H. Breuil (45).

[1]) Voir plus loin la description des dépôts de ces stations paléolithiques.

Institutul Geologic al României

INDUSTRIE MOUSTÉRIENNE SUPÉRIEURE

Industrie lithique. Le matériel presque exclusivement employé pour les besoins de l'industrie lithique est le silex crétacé, qui entre dans la fabrication dans une proportion de 90 à 95%.

Ce silex est le plus souvent noir, légèrement translucide et à patine extrêmement fine; c'est seulement pour la confection de quelques pièces qu'on s'est aussi servi d'un silex jaunâtre. Sa qualité est généralement supérieure à celle du silex employé pour la fabrication de la plupart des instruments découverts dans la station voisine de Stânca Ripiceni; elle est supérieure aussi à celle des pièces provenant des couches du Paléolithique supérieur d'ici. Ce silex est d'ailleurs supérieur également à ceux de La Moustier, La Ferrassie et Combe Capelle, sa structure est plus fine. D'autres roches que nous avons vu également utilisées sont le grès compact, le quartzite et le jaspe, dont l'Homme de Neanderthal se servait ici en vue de certains usages, tout comme il tirait parti de blocs plus ou moins grands de calcaire sarmatien detachés de la myodobore dans le voisinage de laquelle il vivait. D'après les quelques morceaux d'oxyde de manganèse et d'oxyde de fer hydraté trouvés parmi nos pièces moustériennes, nous pouvons inférer que l'Homme de Neanderthal connaissait ces minéraux puisqu'il les utilisait, bien qu'à des fins que nous ignorons encore.

La surface des produits lithiques présente quelques modifications, soit sous forme de patine, soit sous forme de stries ou de percussions.

D i s q u e s. Les disques ou les fragments de disques sont généralement petits (4,5 à 7 cm), surtout ceux provenant de silex à structure finement granulée. Les nucléi de silex de qualité supérieure étaient fort recherchés, et même les plus petits morceaux servaient encore à la fabrication de menus ustensiles. Seuls les morceaux dont on ne pouvait détacher un éclat suffisant, étaient négligés (pl. II, fig. 6). Les grandes dimensions des éclats de même qualité et certains grands instruments unifaces prouvent que les nucléi et surtout les blocs matrices dont ils étaient détachés présentaient des dimensions deux ou trois fois supérieures.

É c l a t s. Bien que certains éclats mesurent plus de 12 cm de longueur, ceux-ci ne dépassent pas habituellement 10 cm. Leur forme varie, affectant tantôt le type levalloisien ou moustérien, tantôt le type du Paléolithique supérieur (fig. 9, n° 1). Le nombre total des éclats suffisamment grands pour être transformés en instruments typiques, dépasse trois cents.

P l a n d e f r a p p e. Le plan de frappe de toutes les pièces unifaces, qu'il s'agisse d'éclats ordinaires ou de véritables instruments, est préparé avec soin et méthode et couvre une surface rectiligne. Il est très rare que le plan de frappe affecte la forme de casque d'acier, particulièrement caractéristique pour le Moustérien du N de la France. Ayant examiné de près

Institutul Geologic al României

le plan de frappe de certaines pièces et le bulbe de percussion de toutes les pièces, il ne fait aucun doute pour nous que les pièces étaient confectionnées au moyen de percuteurs en pierre et non pas à l'aide de maillets en bois.

P e r c u t e u r s. Les quelques cinquante percuteurs découverts au cours des fouilles présentent des formes variées, allongées, quoique légèrement

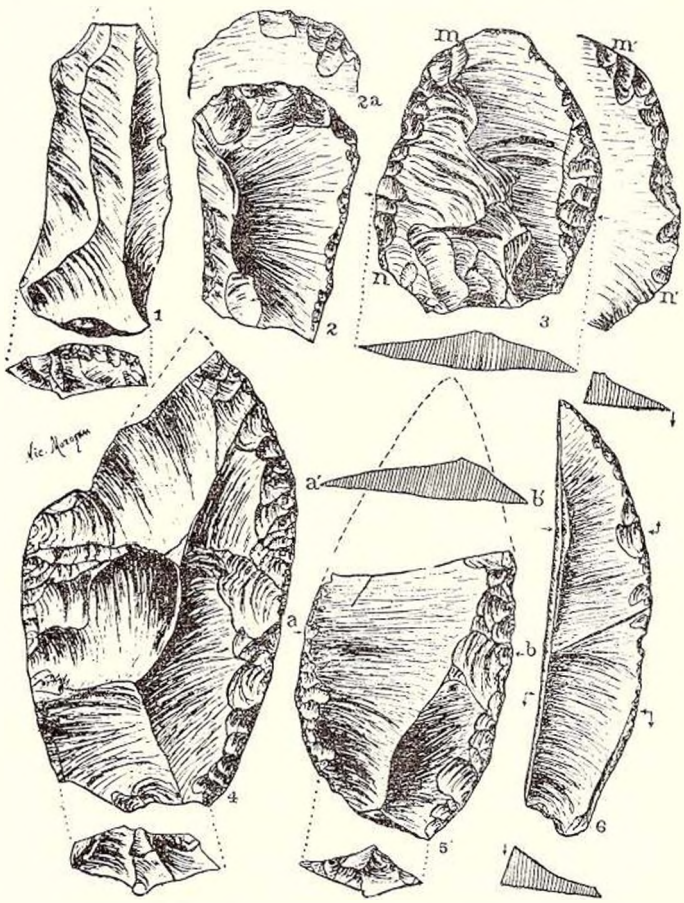


Fig. 9. — Moustérien supérieur primordial (à coups de poing) de La Izvor. Silex. Deux tiers de la grandeur naturelle.

1, éclat; 2, grattoir; 3 et 5, pointes; 4, racloirs; 6, couteau (voir aussi la pl. II)

différentes des formes ordinaires, sphériques, que nous sommes habitués à considérer comme classiques. Quelques percuteurs sont en silex et en quartzite, mais la plupart sont en grès. Les zones de percussion sont concentrées à leurs deux extrémités, mais par suite de l'emploi prolongé de ces percuteurs, il arrive parfois que des éclats s'en détachent.

C o u p - d e - p o i n g s. Les coup-de-poings, dont nous avons trouvé 12 à 16 spécimens entiers ou incomplets, présentent un intérêt particulier.

Institutul Geologic al României

Leurs formes habituelles sont celles de coup-de-poing amigdaloïde ou subamigdaloïde, cordiforme et lancéolé (pl. II, fig. 8).

Racloirs bifaces. Il ne fait aucun doute que la pièce de la fig. 7, pl. II, servait aussi bien à couper qu'à racler. Quoique ressemblant beaucoup aux racloirs ordinaires, la pièce en question en diffère par le fait qu'elle est pourvue de deux faces. Elle a été découverte dans le voisinage du squelette d'Homme postnéo- ou néolithique. Sa patine et sa forme identiques à celles d'une autre pièce (une moitié) un peu plus petite, découverte dans la couche moustérienne, démontrent qu'elle appartient probablement aussi au Moustérien. Cette pièce paléolithique, trouvée à la surface du talus, avait été utilisée par l'Homme (néolithique ?) et enterrée à ses côtés après sa mort. La forme des deux racloirs façonnés sur les deux faces diffère de celle des racloirs ordinaires. Il semble s'agir de pièces rares, car nous n'en trouvons pas de description dans d'autres stations.

Racloirs ordinaires. Les racloirs sont nombreux (plus de trente) et variés en tant que forme, grandeur et façonnage. Certains éclats de forme typique sur lesquels nous pouvons constater des traces de retouche, semblent avoir servi de racloirs. Ils sont ordinairement d'un travail soigné. La pièce de la fig. 3, pl. II, affecte une forme subtriangulaire; une autre pièce est plus ou moins ellipsoïdale. D'autres spécimens présentent la morphologie des lames à couteaux (racloir lamiforme: fig. 4, pl. II).

Pointes. Nous laisserons de côté les formes de pseudo-pointes moustériennes, pour nous occuper exclusivement des pièces de forme classique de pointe, qui sont très nombreuses. Nous devons cependant reconnaître que le classement et la séparation des diverses pièces dans une catégorie ou l'autre sont des questions d'appréciation, car, ainsi que G. DE MORTILLET (152) et E. CARTAILHAC (55) l'ont déjà fait remarquer, on trouve toutes les formes de passage entre racloirs et pointes. Quelques-unes de nos pièces typiques sont triangulaires et d'autres allongées (fig. 9, n° 5). Sur les unes, le bulbe à plan de frappe n'a subi aucune accomodation, même lorsque leur région basilaire est un peu moins épaisse que le reste de la pièce. Sur d'autres pièces toutefois, nous constatons un rétrécissement de la région basilaire, soit à la partie supérieure (fig. 9, n° 3), soit à la partie inférieure; soit enfin des deux côtés, lorsqu'une partie du bulbe de percussion a été supprimée au moyen de retouches d'amincissement. Chez les pièces plus courtes et plus épaisses (10 à 11 mm), la retouche d'accomodation et d'amincissement est beaucoup plus abondante, au point d'aboutir à la forme d'un fer de lance très pointu, pourvu de deux tranchants fortement aiguisés.

Burins. Les burins trouvés à La Izvor constituent une preuve de l'existence de ces instruments au Paléolithique moyen en Roumanie. Sur les douze pièces découvertes, cinq seulement peuvent être considérées comme de véritables burins ordinaires, le reste étant des ébauches.

Institutul Geologic al României

Grattoirs discoïdaux, grattoirs ordinaires et diverses autres pièces. Comme nous l'avons vu, l'Homme néanderthalien, à force de détacher des éclats et des lames, finissait par réduire le disque (nucléus) à des dimensions minima (voir les pages précédentes); cependant, il ne jetait pas ces restes; il s'attachait, après les avoir partiellement ou entièrement retouchés, à en façonner encore des grattoirs discoïdaux. D'autres grattoirs étaient confectionnés au moyen de lames (grattoirs ordinaires, fig. 9, n° 2).

Outres ces principales catégories d'instruments, le matériel préhistorique découvert à La Izvor contient des couperets, des pièces à encoches, des scies, des pièces tronquées, des perçoirs, etc., le tout en silex. La grande variété des instruments lithiques mis au jour, la stratigraphie et la faune [1]) de La Izvor assignent à cette station de l'antique Pyretus (ancien Prut) une place tout à fait à part.

Industrie osseuse moustérienne. a) Os d'herbivores. Les dépôts moustériens de La Izvor nous ont aussi fourni quelques pièces qui contribuent à éclairer l'utilisation des os à cette époque. Nos constatations sont importantes, du fait que la région considérée est, à notre connaissance et jusqu'à présent tout au moins, unique en son genre dans l'Europe centrale et orientale. Bien que les os trouvés par nous soient peu nombreux, nous pouvons quand même les répartir en plusieurs catégories d'après leur mode d'utilisation. C'est ainsi que quelques fragments de diaphyses entaillées présentent des entailles concentrées, limitées à un seul bout ou aux deux, alors que sur d'autres spécimens les entailles couvrent aussi le reste de la pièce, en l'espèce la face externe de l'os, comme H. Martin (115) l'a également remarqué. En fait de pièces isolées, nous avons découvert un morceau d'os tarsien de Cheval, un morceau d'os tarsien de Boeuf, un grand éclat affectant la forme d'une pointe et divers autres fragments. La surface de toutes ces trouvailles porte la trace de nombreuses stries provenant des manipulations dont elles ont fait l'objet.

D'autres morceaux d'os pointus, prouvent que l'Homme s'en est servi pour ses besoins, à moins qu'il ne les ait même façonnés en forme de pointe pour un usage déterminé. Ainsi, trois morceaux de côtes fendues en longueur, mesurant respectivement 23,5 cm, 30 cm. et 34 cm, présentent des pointes aiguisées intentionnellement. On observe la même chose sur un an-

[1]) En raison du manque de place, nous avons dû renoncer à examiner ici le problème de l'emmanchement des instruments et des armes lithiques, ainsi que la question des foyers et des os brulés-calcinés. Ces observations restent pour le moment à l'état de manuscrit, mais nous espérons pouvoir les publier un jour ou l'autre sous forme de notes spéciales.

Institutul Geologic al României

douiller de bois de Cerf élaphe, long de 16 cm. Parmi les morceaux d'os de Mammouth utilisés par l'Homme, deux notamment ont leurs extrémités façonnées en forme de poinçon gros et court, et polis par un long travail de frottement.

b) Ivoire de Mammouth. L'Homme de Neanderthal a employé aussi les défenses de Mammouth. C'est ainsi que nous avons découvert trois pièces de forme cylindrique provenant de défenses, et mesurant:

Pièce *a*: 16,3 cm en longueur et 8 cm en diamètre.
» *b*: 18,0 » » » 8 cm en largeur et 6 cm en hauteur.
» *c*: 19,0 » » » et 8 cm en diamètre [1]).

Trois bouts de défenses mesuraient:

Pièce *A*: 16,0 cm en long. et 3,5 cm en épaisseur dans la partie la plus forte.
» *B*: 21,4 » » » » 6 cm en épaisseur à un bout et 3 cm à l'autre bout.
» *C*: 25,0 » » » » 6 cm en épaisseur dans la partie la plus forte.

Nous avons trouvé en outre quelques petits éclats d'ivoire, dont le plus grand mesure plus de 20 cm en longueur.

Les traces de percussion visibles sur quelques-unes de ces pièces, indiquent qu'elles ont été intentionnellement façonnées par l'Homme paléolithique en vue d'un usage semblable à celui des pièces découvertes à Predmost (collection du musée «Anthropos» de Brno) et dans d'autres stations du Paléolithique supérieur en Europe.

La forme tellement appropriée des pièces découvertes à La Izvor, leurs dimensions similaires, à peu de chose près et le fait qu'elles ont été taillées dans une matière aussi dure que l'ivoire des défenses de Mammouth ne sont certainement pas l'effet du hasard. Il s'agit là sans doute de pièces façonnées intentionnellement. et constituant le prototype de véritables instruments servant de percuteurs, pilons, petits casse-têtes ou d'armes et instruments analogues.

Il se pourrait que les pièces découvertes par nous à La Izvor et celle gardée au Musée de Saint-Germain-en-Laye représentassent chronologiquement, le prototype des instruments mis au jour à Vistornice, Barma-Grande, Kirilovscaia, etc.

Le fait que les os découverts ont été façonnés en vue d'un usage déterminé, présente une importance considérable. Bien qu'on mentionne dans quelques stations moustériennes de l'Est européen des commencements de l'industrie de l'os (281 et 21), cette industrie ne semble pas supérieure à celle du Prut, encore que, typologiquement, lesdites stations soient ultérieures à l'industrie lithique de La Izvor. Notre station est donc l'une des plus extrêmes à l'E où, à côté d'une industrie lithique du Moustérien supérieur, on peut constater que l'Homme employait. pour la fabrication de certains

[1]) Cette pièce, découverte au point *B*, est recouverte d'une pellicule de calcite.

Institutul Geologic al României

instruments, aussi des morceaux d'os ou d'ivoire. Pour identifier les os utilisés par l'Homme, tels que nous les avons découverts à La Izvor, nous devons nous rapporter à quelques stations moustériennes de l'Occident. Toutes ces stations, et principalement celle de La Quina, offrent une plus grande variété de formes et des degrés différents d'utilisation des os, au point de montrer une véritable industrialisation (115).

Les observations faites par R. NEUVILLE dans la grotte d'Oumm-Quatafa, en Palestine [1]), nous incitent à admettre, avec certaines réserves, que les éclats d'os étaient utilisés dès l'Acheuléen supérieur. Les études auxquelles H. BREUIL s'est livré à Chou-Kou-Tien, en Chine (48), complètent et corroborent l'hypothèse touchant les os d'Oumm-Quatafa. Chronologiquement, l'industrie de Chou-Kou-Tien semble être une industrie synchronique à notre Paléolithique inférieur, ou peut-être même un peu plus ancienne.

Ainsi, alors que l'industrie de silex dans le Paléolithique inférieur et moyen évolue et se perfectionne, l'industrie d'os reste à l'état primitif et ne progresse pas. C'est seulement à partir du Moustérien supérieur que se produit une révolution dans l'industrie d'os, laquelle atteint son apogée à peine au Paléolithique supérieur.

Observations générales sur l'industrie moustérienne de La Izvor. Si l'on réunit toutes les pièces lithiques découvertes à La Izvor, à savoir: les concrétions de matériel brut, les éclats débrutis et ceux dont on a fabriqué des instruments, les objets incomplètement façonnés et les objets complètement finis, leur nombre dépasse 1500, dont environ 30% reviennent aux pièces complètement façonnées. Parmi ces 500 et quelques objets aux formes définitives, les éclats façonnés viennent en tête avec 60%, suivis des percuteurs avec 10%, des pointes de lance et des racloirs avec 6 à 8% et des coup-de-poings avec à peine 3%. Les autres pièces lithiques, burins, grattoirs, etc., sont encore plus rares.

Outre l'existence de l'industrie lithique, on constate aussi celle de l'industrie de l'os.

Le fait que chaque catégorie d'instruments et d'objets est représentée par plusieurs spécimens aux caractères morphologiques bien déterminés, indique l'existence d'une véritable industrie de l'os laquelle, comme nous le savons, prend à peine à partir du Paléolithique supérieur un essor considérable, réalisant des progrès spécifiques à cette période.

Les objets provenant de l'industrie lithique de La Izvor sont d'ailleurs sveltes et allongés. Grâce à la structure particulière, supérieure, du matériel lithique, les retouches sont régulières et prolongées. Aussi pouvons-nous considérer qu'au point de vue de la technique, de la morphologie générale

[1]) V. l'*Anthr.* t. XLI., Paris, 1931.

Institutul Geologic al României

et de l'aspect, les objets lithiques du Moustérien de La Izvor représentent une très belle industrie moustérienne classique, qu'on peut certainement ranger parmi les principales industries connues de cette époque.

Les racloirs et les pointes assignent une place à part à l'industrie de La Izvor, leur morphologie lui imprimant le caractère d'industrie classique du Moustérien supérieur. La présence des coup-de-poings vient à l'appui de cette affirmation car, malgré leur rareté, leur exécution soignée prouve que nous n'avons nullement affaire à des formes de dégénérescence. L'existence de ces armes démontre également en raison de l'absence des éléments propres au Moustérien final, comme par exemple des pièces du type Abri-Audit, que l'industrie de La Izvor est plus ancienne et constitue une industrie classique du Moustérien supérieur à formes primordiales.

INDUSTRIE AURIGNACIENNE

Cette industrie a été rencontrée au point *A*, dans le loess, entre 3,50 et 4,10 m de profondeur. Toutes les pièces sont façonnées dans le silex. A part les éclats nous indiquant le facies du Paléolithique supérieur, nous avons trouvé les pièces suivantes: un grattoir caréné pyramidal, un joli rabot nucléiforme de 10,6 cm de longueur, quelques burins, un grattoir à lame bien retouchée et un éclat retouché, qui fait l'effet d'une pièce dégénérée à double encoche. Outre les silex aurignaciens, nous avons encore trouvé de nombreuses pièces moustériennes, telles que racloirs, pointes, éclats, etc. On les distingue facilement d'après la patine et surtout d'après leur morphologie moustérienne typique.

Comme les pièces moustériennes n'ont pas été façonnées, mais seulement utilisées par l'Homme aurignacien, elles ne sauraient être prises en considération pour déterminer l'âge de cette couche. Les silex aurignaciens proprement dits sont les seuls qui puissent nous indiquer l'âge du dépôt en question, nous permettant de l'attribuer plutôt à l'Aurignacien supérieur qu'à l'Aurignacien moyen. Nous aboutissons à cette déduction, aussi bien par l'examen des pièces typiques de l'Aurignacien, que par la comparaison avec l'industrie plus riche de la couche No. 1 de la grotte de Stânca Ripiceni, attribuée à l'Aurignacien post-moyen.

Nous avons mis au jour dans le même dépôt, quatre éclats de défenses de Mammouth assez fortement désagrégées, qui se trouvaient les unes à côté des autres à trois mètres de profondeur. Trois de ces éclats portent des traces d'incision produites apparemment à l'aide d'un instrument de silex. Ces pièces pourraient bien avoir servi de plaquettes à graver, car la gravure sur l'os et la pierre constituait, comme on le sait, l'art de prédilection de l'Homme aurignacien.

Institutul Geologic al României

INDUSTRIE MAGDALÉNIENNE

La différence de profondeur de la couche de loess dans laquelle nous avons découvert les pièces attribuées à cette industrie, à savoir 1,50 à 3,00 m au point *A*. et 0,80 m au point *B*, s'explique par la déclivité du sol et l'amincissement des couches du point *A* au point *B*.

Au point *A* nous avons trouvé des éclats, des lames de silex ou de grès, non retouchées et retouchées, etc.

Au point *B*, outre les pièces banales que nous avons également rencon-

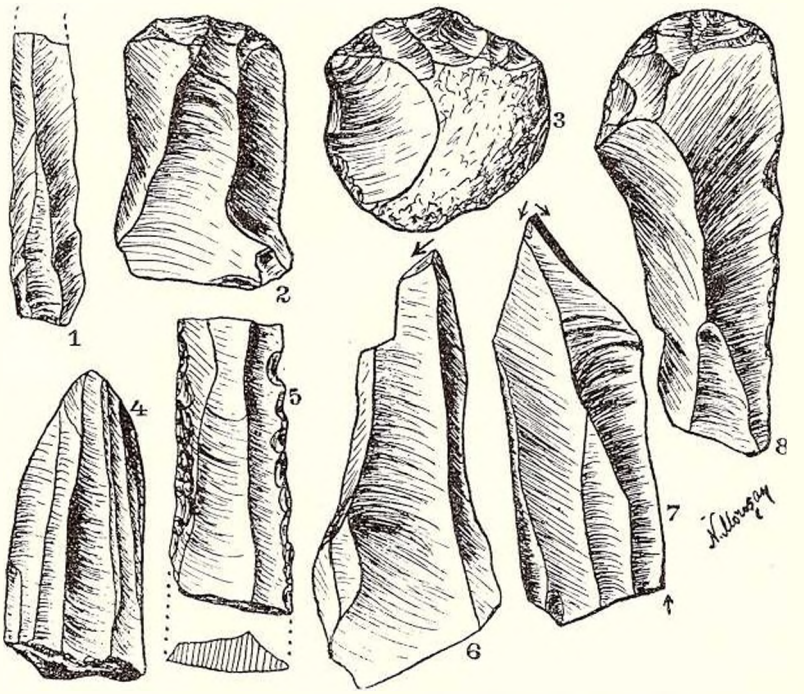


Fig. 10. — Magdalénien de La Izvor. Silex. Gr. nat.

trées au point *A*, comme par exemple les grattoirs et des burins, nous avons encore découvert un admirable micro-nucléus prismatique (fig. 10, n° 4), et un double burin (fig. 10, n° 7).

A en juger d'après la stratigraphie et ces quelques pièces, nous sommes porté à attribuer cette industrie au Magdalénien.

En 1932, mon frère J. MOROȘANU, eut l'occasion de ramasser, à La Izvor, entre autres éclats, une belle pièce de silex crétacé. D'après sa morphologie, cette dernière est une pointe typique de Châtelperron, caractéristique de l'Aurignacien II inférieur, et quant à sa retouche abrupte et ses lignes géné-

Institutul Geologic al României

rales, elles nous rappellent les pointes de La Gravette, caractéristiques de l'Aurignacien supérieur. Mais, comme on le sait, des formes dans le genre du facies de la pointe de La Gravette typique, existent aussi dans le Magdalénien supérieur.

Cette pièce indique la présence, dans le loess, de silex typiques de certaines époques du Paléolithique supérieur.

INDUSTRIE POST-PALÉOLITHIQUE (NÉOLITHIQUE, PROTOHISTORIQUE ET HISTORIQUE)

Le sol végétal recèle partout des produits des industries néolithique, protohistorique et même historique. On trouve des silex et des spécimens de céramique néolithique, même dans la partie supérieure de la zone de loess à infiltrations d'humus.

Il résulte de toutes ces données, que la région de La Izvor a été habitée, avec des interruptions plus ou moins grandes, depuis le Moustérien (Levalloisien supérieur) jusqu'à nos jours.

CONCLUSIONS SUR LA STATION DE LA IZVOR

La rive droite du Prut dans la région de Ripiceni — Bold (Stânca Ripiceni — La Izvor), a été habitée par diverses peuplades paléolithiques aussi bien que par des peuplades d'époques plus récentes. Il nous en est resté des vestiges, sous forme d'industries variées, débris de cuisine, foyers, traces de constructions sommaires, etc.

L'époque levallosienne, dont l'industrie plus ou moins remaniée se trouve dans les graviers de la terrasse inférieure semble, tout au moins partiellement, être antérieure à la formation de la terrasse de 5 mètres du Prut. Cette époque est caractérisée par une faune de climat tempéré, à tendance au froid. L'Homme vit encore en plein air.

L'industrie du Moustérien supérieur classique se superpose directement aux formations de graviers des mêmes terrasses inférieures du Prut. Cette époque est donc ultérieure à la formation des dépôts de la terrasse de 5 mètres. Les débris de Mammouth, assez frequemment rencontrés dans les couches supérieures des dépôts de terrasse, en même temps que d'autres représentants de la faune du Moustérien supérieur, tels par exemple le Renne et la flore de cette époque, indiquent l'existence d'un climat froid. Comme toutefois la grotte de Stânca Ripiceni n'était pas encore formée, l'Homme néanderthalien menait, ici à La Izvor, une existence en plein air, dans un vallon à peine protégé par le paléorelief environnant contre les vents du N et du NE. Il n'est toutefois pas exclu que ce vallon ait été défendu contre

Institutul Geologic al României

les courants atmosphériques froids, grâce à la présence des forêts de sapins qui se trouvaient dans le voisinage.

L'examen des dépôts géologiques de La Izvor démontre que le Prut n'a plus ici déposé du gravier après la formation de la terrasse inférieure du Prut. En revanche, au Moustérien supérieur, il semble y avoir eu de petits débordements du Prut, dans le genre de ceux qui se produisent aussi de nos jours annuellement, et qui ont pour effet de recouvrir le terrain d'une mince couche de limon.

Pourtant, au Moustérien supérieur, les graviers de terrasse étaient par endroits découverts, comme on peut s'en rendre compte encore présentement. Nous tirons cette déduction du fait que l'Homme du Moustérien supérieur, en recueillant la matière première des graviers de terrasse, ramassait aussi des pièces levalloisiennes, qu'il refaçonnait de manière à en obtenir de nouveaux instruments (voir les pièces à double patine, pp. préc.).

L'étude de ces mêmes dépôts de La Izvor démontre également, qu'ici la rivière n'a nullement modifié ni la direction, ni l'altitude absolue de son cours, d'où nous déduisons que l'écorce terrestre de cette région de la Moldavie semble n'avoir subi aucune oscillation importante sur la verticale, du moins à partir du Pléistocène supérieur. Néanmoins, une lente immersion commence vers la fin de cette période.

Le fait que les sols fossiles, sauf le sol marécageux, manquent dans les dépôts éoliens mais existent dans d'autres parties de la même terrasse inférieure du Prut, indique que ces formations ne sont ni constantes, ni caractéristiques de tous les dépôts similaires et synchrones.

Etant donné les rapports entre les formations moustériennes supérieures et les dépôts grossiers de terrasse qui, suivant l'altitude et la faune, ne peuvent appartenir qu'à la période würmienne, on peut affirmer que l'époque moustérienne supérieure est post-würmienne, selon l'ancienne acception du terme, ou ultérieure au Würm I, conformément à la nouvelle nomenclature.

Il appert de ce fait, qu'en Europe orientale, tout comme en Europe occidentale, les industries du Moustérien supérieur appartiennent à une seule et même époque; elles présentaient un développement synchrone, sinon même simultané.

On pourrait en dire autant de l'industrie levalloisienne qui, à en juger d'après les caractères qu'elle présente, appartient à la période pré-würmienne ou, autrement dite, à l'interglaciaire riss-würmien.

Partant des subdivisions du Moustérien et de certaines déductions logiques, nous concluons que l'industrie moustérienne typique (Moustérien moyen) est contemporaine de la période glaciaire würmienne.

L'industrie lithique du Moustérien de La Izvor est relativement abondante en variétés d'instruments, dont chacun est représenté par plusieurs

Institutul Geologic al României

spécimens. On peut en dire autant de l'industrie de l'os. Toutes ces découvertes indiquent que nous sommes en présence d'une riche station.

La technique spéciale dont certaines séries d'instruments ont fait l'objet, tels par exemple les pointes, les racloirs et les couteaux, indique avec précision que la plupart des instruments moustériens étaient emmanchés.

Les foyers témoignent qu'au Moustérien l'Homme était maître du feu, tandis que les os calcinés et brisés fournissent des indications sur la manière dont l'Homme s'alimentait.

Les blocs de calcaire de formes assez régulières, servaient à briser les gros os pour en extraire la moelle et à briser les défenses afin d'en façonner des instruments.

Les « crayons » d'oxyde de manganèse prouvent que, tout comme en Occident, l'Homme paléolithique, du moins celui du Paléolithique moyen et supérieur n'ignorait pas l'emploi des matières colorantes.

Si les industries paléolithiques supérieures et celles qui leur ont succédé ne présentent pas une importance spéciale au point de vue technologique, elles nous servent au moins à connaître quelque chose des anciennes populations qui ont vécu à La Izvor.

Les rapports étroits qui existent entre les formations archéologiques (Levalloisien, Moustérien, etc.) de La Izvor, et les formations géologiques et paléontologiques (la terrasse du Prut), assignent à notre station une importance exceptionnelle, au point que nous pouvons la considérer jusqu'à présent comme unique en son genre ; cela non seulement pour la Roumanie, mais aussi pour toute l'Europe centrale et orientale.

Si l'on parallélise la station de La Izvor avec sa voisine toute proche de Stânca Ripiceni, il en résulte que, de l'Aurignacien supérieur à la fin de l'époque magdalénienne, l'Homme vivait aussi bien en plein air, comme c'est le cas pour La Izvor, qu'abrité dans des grottes, comme l'exemple nous en est fourni à Stânca Ripiceni. Le fait qu'une grotte aussi incommode que cette dernière a été longuement habitée par notre ancêtre paléolithique, montre que dans cette période le climat excessivement froid faisait préférer la vie glyptique à celle en plein air.

Ces deux stations sont contemporaines dans les dernières formations archéologiques (Aurignacien supérieur, Magdalénien). En ce qui concerne ces deux époques, nos stations se complètent réciproquement par certaines catégories d'industries ou de représentants de la faune de la même époque ; c'est ainsi qu'on peut établir la succession relativement continue dans l'évolution des industries, de la faune et de la flore d'ici, comme il a été expliqué d'une façon circonstanciée aux chapitres et paragraphes respectifs.

Cette comparaison permet de suivre avec plus de facilité l'évolution des facteurs climatologiques, depuis ces temps jusqu'à nos jours. Ceux-ci semblent avoir constitué un climat froid continuel, du Moustérien supérieur à

Institutul Geologic al României

l'époque magdalénienne inclusivement. C'est à peine avec le commencement du Post-paléolithique que la faune et la flore connaissent des modifications et qu'on peut parler d'un climat plus doux.

En comparant l'industrie moustérienne du Prut, à celle de la station de Molodova sur le Dniester (Nistru), on parvient à établir une continuité relative dans l'évolution du Moustérien supérieur classique dans le NE de la Roumanie.

Si l'industrie moustérienne classique de La Izvor n'offre que peu de points de comparaison avec le Moustérien de Transylvanie et de Tchécoslovaquie, elle présente en échange une affinité un peu plus prononcée avec le Moustérien de Russie. La faune moustérienne de La Izvor et de Stânca Ripiceni offre plus de ressemblance avec celle de Tchécoslovaquie et de Pologne qu'avec celle de Transylvanie et de Russie.

La ressemblance très remarquable entre le Moustérien du Prut et celui des stations moustériennes typiques de France, démontre avec encore plus de force le caractère de cette industrie, prototype du vrai Moustérien classique, et prouve qu'en Europe orientale l'industrie moustérienne classique a suivi un développement strictement identique à celui de l'Europe occidentale.

La connaissance de nos stations contribuera probablement de beaucoup à préciser le rôle de la Péninsule Balkanique dans les migrations des peuplades paléolithiques venant d'Asie Mineure en Europe. Les rapports entre le Moustérien du Prut et celui de Palestine nous fournissent certaines indications à ce sujet.

B) AUTRES DÉPÔTS PLÉISTOCÈNES ET STATIONS PALÉOLITHIQUES SUR LA RIVE DROITE DU PRUT

LE PALÉOLITHIQUE DE STÂNCA HRIŢENI

A environ 3 km au N du village de Stroici, en amont et sur la rive droite du Prut, se trouve une colline sarmatienne peu élevée, dite Stânca Hriţeni, qui est séparée de Stânca Corpaci, située en face d'elle, en Bessarabie, par la vallée épigénique du Prut.

Sur la colline dite Stânca Hriţeni on trouve de nombreux et divers instruments de silex paléolithiques et néolithiques. Les silex paléolithiques sont caractérisés par une patine spéciale et par le facies morphologique propre au Paléolithique supérieur.

Cet endroit présente un intérêt incontestable par le fait qu'il démontre qu'on peut trouver des restes paléolithiques même à fleur du sol. Tout comme les roches similaires, celle-ci a sûrement été couverte par des dépôts éoliens durant la période paléolithique supérieure et post-paléolithique. Les

Institutul Geologic al României

dépôts de couverture ayant été lavés plus tard par les eaux des précipitations atmosphériques, le matériel paléolithique est resté à la surface. Certains points culminants de la région considérée, semblent toutefois n'avoir même pas été couverts par les dépôts éoliens pléistocènes.

LE PLÉISTOCÈNE ET LE PALÉOLITHIQUE DE MANOLEASA-PRUT

A l'extrémité S du village de Manoleasa, dans le district de Dorohoi, sur le Prut, se trouve une haute colline isolée, dite La Holmu ou Dealul Satului. Les dépôts détritiques de la terrasse quaternaire située au pied de la colline, mesurent de 1,80 m à 3 m d'épaisseur. Ils se trouvent à 10—12 m de hauteur au-dessus du niveau normal du Prut et se superposent aux calcaires sarmatiens.

Les dépôts éoliens de la petite carrière de cette localité sont formés des couches suivantes, en allant de bas en haut:

a) Argile à la base, suivie d'un loess assez argileux, de couleur claire, mesurant ensemble 1,20 m d'épaisseur et se superposant aux graviers et aux sables de terrasse

b) Couche de loess foncé — sol fossile inférieur—de 1,20 m d'épaisseur, de teinte brun foncé tirant sur le noir et à structure prismatique. La couche abonde en petits tubes de diverses dimensions, vides ou contenant des concrétions, de carbonate de chaux, qu'on rencontre aussi sous forme de taches blanches. Etant donné sa couleur, on peut assez facilement séparer cette couche, de la couche *c* qui repose sur à elle.

c) Loess jaune-foncé, de 0,60 m d'épaisseur, présentant une structure analogue à celle de la couche *b*.

d) Sol fossile supérieur, semblable à la couche de sol fossile inférieur, mais d'une teinte plus claire, avec une nuance brune tirant sur le rouge. Dans sa partie supérieure, ce sol fossile passe insensiblement au sol actuel. Le sol fossile supérieur et le sol actuel mesurent ensemble 1,10 m d'épaisseur.

On observe dans cette coupe l'absence du loess supérieur qui, en d'autres endroits de la région, s'interpose entre le sol fossile supérieur et le sol actuel.

En matière de faune, ces dépôts ne recèlent que le Cheval et le Boeuf fossiles. Leurs débris, dans un état de décomposition avancée ainsi qu'on peut l'observer chez les os provenant des dépôts de loess, ont été recueillis par terre. A en juger d'après leur aspect, ils semblent provenir des formations éoliennes.

Nous avons découvert *in situ*, dans la partie inférieure du sol fossile supérieur, plusieurs éclats de silex paléolithiques supérieurs et un joli rabot sur un nucléus. Sur la pente S de la colline nous avons également recueilli plu-

Institutul Geologic al României

sieurs pièces paléolithiques supérieures, parmi lesquelles figure un beau grattoir-burin. Ces objets ont remonté à la surface du sol par suite du lavage et de l'effritement de la colline par les eaux de pluie. Toutes ces pièces présentent une patine bleuâtre.

La morphologie des pièces et leur retouche assez lâche nous incite à attribuer ces pièces à l'industrie magdalénienne.

LE PLÉISTOCÈNE ET LE PALÉOLITIQUE DE ȘERPENIȚA

Le hameau de Șerpeniţa, dans le départ. de Dorohoi, constitue le point S extrême sur le Prut où les dépôts crétacés affleurent encore sur la rive droite de la rivière (148). Si l'on juge d'après les énormes quantités de silex que l'Homme a prélevées dans le Crétacé de cet endroit, celui-ci a certainement présenté, en raison de sa position, une importance particulière pour l'Homme paléolithique vivant dans les alentours du Prut.

Le point paléolithique dit La Pod, qui nous intéresse, se trouve en amont sur le Prut, à la limite N du village.

Aux bancs des dépôts crétacés qui s'élèvent de 1 à 2 m au-dessus du niveau normal du Prut, se superpose du gravier de terrasse, de 1,60 à 2,50 m. d'épaisseur, lequel représente une terrasse inférieure de la rivière. Au-dessus, succède une formation argileuse à intercalations de sable mêlée à un peu de gravier de 1,80 à 2,20 m d'épaisseur. Les concrétions de calcaire de cette formation sont très rares et petites.

Dans le dépôt argileux à intercalations de sable nous avons observé la présence de quelques rares fragments de coquilles de Gastéropodes.

Au-dessus, se trouve une couche formée d'argile loessoïde et par endroits d'argile, de 0,70 m d'épaisseur, laquelle représente la zone de passage au sol végétal.

Le sol végétal mesure de 0,30 à 0,50 m de puissance.

A diverses profondeurs depuis la surface et surtout à 0,85 m, ensuite à 1,10 m et 3,00 m de profondeur, se trouvent des couches riches en silex taillés. On trouve également, dispersées sur des surfaces réduites d'environ 75 cm de diamètre des centaines d'éclats, de morceaux de nucléus et de concrétions de silex, entassés les uns sur les autres. Nous n'avons rencontré que très rarement de véritables instruments façonnés, tels que grattoirs ou burins.

Ces trouvailles nous font croire qu'il s'agit d'un vaste atelier.

En nous basant sur le fait que ces silex se trouvent tout près du sol végétal, ayant en considération aussi la morphologie de quelques pièces, nous attribuons les silex de la couche supérieure à l'époque magdalénienne. On n'observe ici aucune différence précise entre les silex de la couche supérieure et ceux des couches sous-jacentes.

Institutul Geologic al României

LE PLÉISTOCÈNE ET LA STATION DE PÂRÂUL ISTRATI

A 1,5 km au S de la commune de Mitoc (départ. de Dorohoi) le confluent du ruisseau Istrati avec le Prut se produit sous un angle très aigu, en déterminant un promontoire. Ce promontoire montre la constitution suivante: dépôts crétacés à la base, lesquels s'élèvent de 4 m au-dessus du niveau du Prut, un peu de gravier de terrasse à peine roulé, recouvert d'un fin sable argileux de 1 à 2 m d'épaisseur, puis argile loessoïde et loess de 3 à 5 m d'épaisseur, et finalement le sol végétal. Les fossiles font défaut.

Nous avons trouvé dans l'argile loessoïde, plus particulièrement entre 2 et 3 m de profondeur, de nombreuses pièces paléolithiques. Si l'on poursuit le profil le long du promontoire, on voit que les débris paléolithiques recouvrent une superficie de plus de 200 mètres carrés.

Des fouilles sommaires de reconnaissance ont démontré que le mobilier découvert à cet endroit ressemblait beaucoup à celui de Şerpeniţa, avec cette différence que nous avons trouvé ici des instruments plus nombreux, parmi lesquels des percuteurs façonnés en grès, en quartzite et parfois aussi en silex. On y voit aussi souvent de gros galets de ces roches que l'Homme a transportés pour les employer comme percuteurs.

Parmi les nombreuses éclats de toutes espèces, quelques-uns présentaient un facies de racloirs. Le tranchant de ces instruments, dont l'épaisseur atteint jusqu'à 28 mm, présentait des traces de retouche indiquant qu'ils avaient servi et même des retouches pratiquées intentionnellement. D'autres instruments étaient taillés en forme de pointes moustériennes, certaines montrant des traces de pseudo-retouche sur leur plan de frappe. Les lames, aux formes les plus variées, sont relativement nombreuses, tandis que les burins ou les lames en coup de burin sont très rares.

Considérées dans leur ensemble, les trouvailles d'ici indiquent non seulement l'existence d'un atelier paléolithique, mais encore celle d'une vraie station. La situation géographique et la topographie générale de l'endroit sont propres également à l'établissement d'un atelier, comme d'une station. A en juger d'après l'aspect grossier et lourd, les objets découverts semblent devoir être attribués à l'époque aurignacienne.

LE PLÉISTOCÈNE ET LE PALÉOLITHIQUE DE MITOC

Déjà en 1885, Gr. Ştefănescu (247) a signalé la présence de pièces paléolithiques à Mitoc. C'est la première découverte d'objets appartenant à l'industrie paléolithique mentionnée en Roumanie, car la découverte du Paléolithique en Transylvanie par A. Koch date de 1891 (102). En 1898, M. I. Simionescu a lui aussi découvert à Mitoc des silex façonnés, qu'il mentionne dans un de ses ouvrages (232 a) [1]).

[1]) La collection du Laboratoire de Géologie de l'Université de Iaşi contient un de ces

Institutul Geologic al României

Sur le territoire de la commune de Mitoc (départ. de Dorohoi), l'industrie paléolithique est disséminées sur plusieurs points, dont les plus intéressants sont La Pichet, La Mori et La Malul Galben.

Le premier point, dit La Pichet, se trouve à un kilomètre au N de la commune de Mitoc, en amont sur le Prut. Le point dit La Mori se trouve également sur le Prut, près du centre de la commune, tandis que celui dit La Malul Galben est situé sur le ruisseau Ghireni, à quelques centaines de mètres de l'endroit où il se jette dans le Prut.

Le point de La Pichet. A cet endroit, nous avons constaté la succession suivante, de bas en haut:

a) Dépôts cénomaniens, presque exclusivement formés de blocs et de concrétions de silex qui s'élèvent de 2 à 3 m au-dessus du niveau normal du Prut;

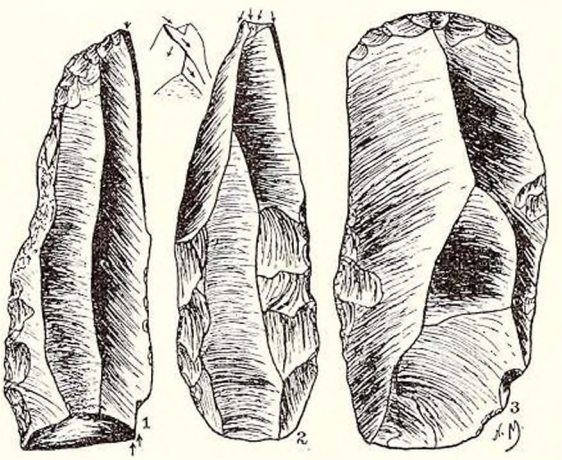


Fig. 11. — Aurignacien post-moyen de Mitoc-La Pichet. Silex. Deux tiers de la gr. nat.

b) Gravier de la terrasse inférieure, pauvre en sable et mesurant 2,50 à 3,50 m d'épaisseur;

c) Sable mélangé à du gravier de terrasse, mesurant 4 m d'épaisseur;

d) Sable fin contenant quelques petits éléments de gravier; 4 à 5 m d'épaisseur. Dans sa partie supérieure ce sable est très argileux:

e) Loess argilo-sableux, 6 à 7 m;

f) Sol végétal, 0,30 à 0,70 m;

Sauf quelques rares Gastéropodes comme *Succinea oblonga*, nous n'avons pas remarqué d'autres restes de faune quaternaire.

Dans toute l'épaisseur des dépôts éoliens nous n'avons rencontré que très rarement des silex taillés. A un endroit, au contact avec le sol végétal, nous avons observé une agglomération d'une dizaine d'éclats ou morceaux de concrétions de silex, sans toutefois découvrir nulle part un instrument façonné.

Etant donné son cours actuel, il résulte que durant ces 30 ou 40 dernières années le Prut a dû se déplacer d'au moins une dizaine de mètres. L'éboule-

spécimens, portant l'étiquette « Silex taillé ». VII, 1898, Collection I. SIMIONESCU. Ce silex représente un beau percuteur, travaillé sur un nucléus cylindrique à facettes régulières.

Institutul Geologic al României

ment de la berge a probablement aussi provoqué la destruction de la partie du terrain où Gr. Ştefănescu avait observé en 1885 de nombreux silex.

Les silex que nous avons recueillis par terre ou trouvés *in situ* (lames, burins, grattoirs, etc.), sont assez massifs et lourds. Ceci met bien en évidence la maîtrise atteinte par l'Homme du Paléolithique supérieur (fig. 11).

Le caractère morphologique des pièces les plus typiques nous incite à les attribuer plutôt à l'Aurignacien supérieur qu'à l'Aurignacien moyen.

Le point dit La Mori. Dans la région de La Mori, la coupe de la rive du Prut, juste au-dessous du jardin appartenant au paysan Nicolae Andrieş, est formée des dépôts suivants. En bas, au niveau de l'eau, les dépôts crétacés, à peine observables mais atteignant immédiatement en amont de la rivière une épaisseur de plusieurs mètres. Au-dessus, le gravier de terrasse, mesurant 1 m d'épaisseur. Le sable qui lui succède atteint jusqu'à 1,50 m. Puis, de l'argile loessoïde mesurant plus de 4 m d'épaisseur et montrant dans sa moitié supérieure une structure de loess. Le sol végétal avec 0,30 m d'épaisseur.

La couche paléolithique, de 0,30 m d'épaisseur, se trouve dans la couche d'argile loessoïde, à 2 m de profondeur. Elle se distingue par la présence de nombreux morceaux de charbon et d'os, de quelques restes de cuisine de l'Homme diluvial et de pièces de son mobilier industriel, lequel appartient au Paléolithique supérieur.

La faune de la couche archéologique est représentée, par *Cervus* cf. *tarandus* L., par des débris de Cheval fossile et par quelques valves d'*Unio* sp. La couche archéologique, aussi bien que le reste du dépôt d'argile loessoïde et de loess contiennent de nombreuses coquilles de Gastéropodes tels que *Helix pomatia* L., *Ciprea nemoralis* L., représentant des individus de tous les âges, *Helix* (*aspusa*?) Müll., et quelques rares exemplaires de *Buliminus* (*Chondruba*) *tridens* Müll. et de *Succinea* (*Lucena*) *oblonga* Drap.

La flore est représentée par le genre *Quercus*, déterminé par M-elle Suzanne Leclercq, qui a examiné des charbons végétaux provenant de La Malul Galben et de La Mori (113).

La détermination de M-elle Leclercq concorde avec la présence des Dicotylédonés à Malul Galben. Cette détermination trouve un appui dans l'oppinion de R. Popovici (187) qui incline à admettre l'existence du genre Quercus dans la période paléolithique de la Bessarabie (*ibidem*, page 44) et G. Polanskyj qui, dans son ouvrage sur le Quaternaire du Dniester de la Podolie galicienne (183a), cite le genre *Quercus* même pour le Moustérien de Kasperivcji.

Quant aux charbons du Paléolithique de Mezin, que Th. Volcov prétend être de chêne (273), P. Efimenko (72) a montré qu'il s'agit de charbons d'os; les vrais charbons phytopaléolithiques de Mezin ne se prêtent

Institutul Geologic al României

pas à des déterminations précises. Nous retrouvons la même observation chez M. HRUSHEVSKY (95 a), que I. G. BOTEZ d'après une traduction du texte russe mal faite par un étudiant, a interprétée d'une manière erronée (24, page 42). Pour ce qui est toutefois de l'affirmation de BOTEZ relative à l'existence, au Paléolithique, de forêts dans le fond des vallées du Dniester (N de la Bessarabie), elle est confirmée par la présence des restes phytopaléolithiques du Prut et du Dniester dont il a été question plus haut.

L'industrie lithique du point La Mori présente un caractère particulier, propre au Paléolithique supérieur, par les nombreux grattoirs courts que

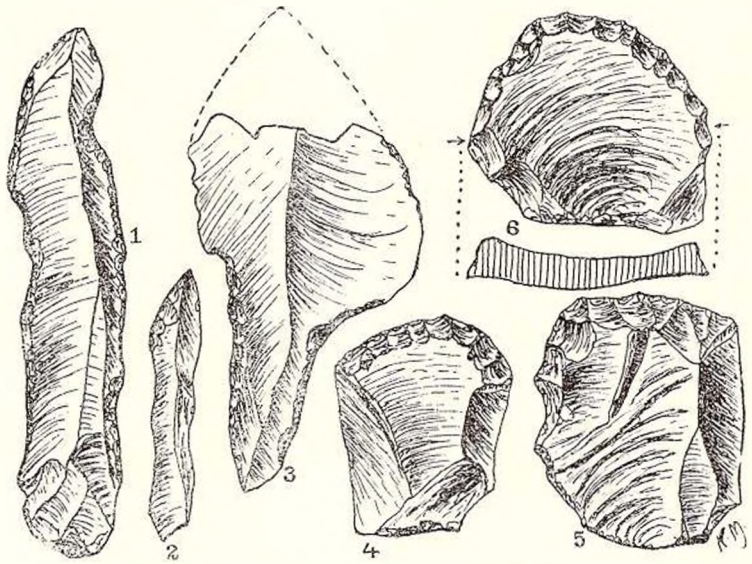


Fig. 12. — Magdalénien de Mitoc: La Mori. Silex. Gr. nat.

nous y avons trouvés; le plus grand, de forme presque quadrangulaire, ne mesure même pas 4 cm de longueur. Les autres grattoirs, encore plus petits, affectent une forme presque discoïde (fig. 12).

Outre ces petits grattoirs, nous avons aussi découvert une pointe à pédoncule (idem, n° 3). Des pièces de cette nature réapparaissent, comme on sait, dans la seconde moitié du Paléolithique supérieur, à savoir au Magdalénien supérieur et plus tard même, à l'époque azilienne.

A en juger d'après la forme de quelques esquilles provenant d'os longs, il semble bien que celles-ci aient été employées par l'Homme. Nous préciserons cependant qu'elles sont désagrégées.

Si l'on compare l'industrie de La Mori à celle de la couche supérieure de La Izvor, on constate une grande ressemblance, notamment en ce qui concerne les grattoirs circulaires trouvés, tandis que d'autres pièces montrent que les industries de ces deux stations se complètent réciproquement.

Institutul Geologic al României

Nous déduisons, d'après cette ressemblance entre les pièces lithiques, la faune et la stratigraphie du terrain, que ces deux industries appartiennent à la même époque, à savoir au Magdalénien supérieur et non pas à l'époque azilienne.

Le nombre élevé de grands Gastéropodes, principalement de *Helix pomatia* L., indique que l'ensemble archéologique et stratigraphique de La Mori est plus récent que celui du point La Izvor ; aussi sommes-nous porté à attribuer la station La Mori à l'époque finale de l'étage magdalénien.

Malgré le nombre peu élevé d'instruments découverts à La Mori, ce point présente une grande importance, parce que son mobilier industriel semble indiquer une affinité plutôt technique que de synchronisation avec les stations de régions plus ou moins éloignées, ainsi qu'avec la station magdalénienne Kyrilovscaia de Kiev et celle de Gontzi-Poltava (218).

Nous déduisons d'après le rapport des dépôts de La Mori avec le cours et le lit du Prut que, depuis une époque encore bien antérieure au Magdalénien supérieur et jusqu'à nos jours, la rivière n'a pas, ici non plus, modifié son cours, comme nous l'avons du reste constaté aussi ailleurs. Cela tient à la résistance qu'opposent à l'érosion les dépôts cénomaniens et tortoniens dans lesquels le Prut a creusé son lit.

L'épaisseur de la couche éolienne contenant des restes paléolithiques dans les divers endroits situés sur le Prut, varie d'un point à l'autre. Alors qu'elle atteint 8 à 10 m à Pârâul lui Istrate, à Pichet-Mitoc la même succession de couches dépasse 10 m d'épaisseur. Nous en déduisons que l'intensité de dépôt et l'intensité de lavage variaient d'un point à l'autre.

Le point dit La Malul Galben est situé sur le ruisseau Ghireni, à environ 400 mètres de l'endroit où celui-ci se jette dans le Prut. Le dépôt le plus ancien de La Malul Galben est constitué par du gravier de terrasse appartenant à la terrasse inférieure du Prut.

La coupe des formations géologiques dans lesquelles se trouve la station de La Malul Galben nous montre dans la partie supérieur :

0,30 m, et par endroits même 0,85 m, de sol végétal au-dessous duquel viennent:

5,20 m de loess typique jaune clair;

0,10 m de couche fossile paléolithique supérieur;

1 m de loess d'une structure analogue à celle du loess supérieur;

1,20 m de loess sableux passant graduellement à une argile sableuse;

2 à 3 m de sable légèrement argileux;

Environ 1 m de gravier de terrasse relativement menu, qui forme la base de la coupe.

De petits Gastéropodes terrestres, tels par exemple *Helix hispida*, fort nombreux, *Succinea oblonga* et *Pupa muscorum*, qui abondent surtout dans la couche archéologique, sont les seuls représentants de la faune d'ici.

Institutul Geologic al României

Les charbons de plantes rencontrés dans la couche paléolithique et examinés par M-elle LECLERCQ appartiennent à une Dicotylée.

Le matériel paléolithique se trouve dans le dépôts de loess typique sans sols fossiles, superposé aux formations de terrasse inférieure, à plus de 5 m sous le sol végétal.

En ce qui concerne l'industrie paléolithique d'ici, elle se compose d'éclats et de quelques lames aux formes sveltes. Les quelques pièces lithiques que nous avons pu recueillir nous indiquent avec exactitude qu'il s'agit là d'une industrie paléolithique supérieure assez développée.

Résumé. Il existe dans la région de la commune de Mitoc trois points principaux et importants au point de vue archéologique et de stratigraphie quaternaire, lesquels se superposent tous aux dépôts de la terrasse inférieure du Prut. Dans l'un de ces points, à La Pichet, le dépôt éolien, haut de plus de 10 m, formé de sable et de loess typique, recèle une industrie aurignacienne supérieure primordiale, et une autre probablement plus récente. A La Malul Galben, dans du loess typique et à 5 m 5 de profondeur, nous trouvons une industrie paléolithique supérieure développée, qui pourrait bien appartenir à l'époque magdalénienne. A La Mori, à plus de deux mètres de profondeur, dans une argile loessoïde, nous constatons l'existence d'une industrie magdalénienne supérieure évoluée.

AUTRES POINTS PALÉOLITHIQUES SUR LA RIVE DROITE DU PRUT

Outre les stations paléolithiques que nous venons de décrire, on a également découvert, tant en amont de Mitoc qu'en aval de Stânca Ripiceni et sur divers points situés entre les stations mentionnées, quelques pièces paléolithiques. Parmi ces endroits, se trouvant tous dans le départ. de Dorohoi, nous citerons Aruștei (Boldu), Stânca Manoleasa-Prut, Rîpele dela Odăi (entre Șerpenița et Livenii Vechi), Pod-Livenii Vechi, Valea Ciocoiului (en amont de Livenii Noi), La Izvoare Mitoc, La Stânca Mitoc, Ghirenii lui Curt, etc.

Le Paléolithique est mal représenté au S de Stânca Ripiceni; quelques indications dans les collines de Stânca Ștefănești, à environ 25 km en aval du Prut, nous semblent insuffisantes. Cela tient probablement à ce qu'au Paléolithique supérieur l'Homme s'établissait là où il trouvait du silex dans les dépôts des environs, comme p. ex. dans ceux de Șerpenița, Mitoc et autres lieux. Au S de Ripiceni, les grandes concrétions de silex deviennent de plus en plus rares. Elles y sont réduites à de petits morceaux dans le gravier arrondi, provenant des régions où les dépôts cénomaniens à silex affleurent dans le lit du Prut ou de ses tributaires ; mais c'est seulement au

Institutul Geologic al României

Paléolithique moyen que les graviers de terrasse étaient encore assez découverts. L'Homme néanderthalien y trouvait encore, mais non sans difficulté, des concrétions se prêtant aux besoins de son industrie. C'est ce qui explique pourquoi, en dehors d'un disque levalloisien trouvé dans les graviers de la terrasse inférieure du Prut, au-dessous de la sucrerie de Ripiceni (carrières de Calman-Unguru, 1920 à 1923), nous n'avons trouvé aucune autre pièce appartenant au Paléolithique moyen sur la rive droite du Prut et en aval de Ripiceni. Il est probable qu'il existe encore d'autres pièces levalloisiennes, car nous n'avons pas exploré les graviers des terrasses de la rive droite aussi longuement que ceux de la rive gauche de la rivière, où nous avons découvert des centres contenant une industrie levalloisienne. Au Pléistocène supérieur, presque tous les dépôts de terrasses inférieures étaient recouverts par des formations éoliennes, qui empêchaient l'Homme du Paléolithique supérieur d'extraire facilement des graviers de la terrasse le silex nécessaire.

C) LES DÉPÔTS PLÉISTOCÈNES ET LE PALÉOLITHIQUE MOYEN DE LA RIVE GAUCHE DU PRUT

LE PLÉISTOCÈNE ET LE LEVALLOISIEN DE VASILICA (MÂNZĂTEȘTI)

A environ 3 km en amont des dépôts d'Ungheni, sur le Prut, que N. Florov avait choisis en 1926 comme point de repère pour sa chronologie du Quaternaire de Bessarabie, s'étendent les dépôts quaternaires de Vasilica. Outre une succession intéressante des couches, nous y trouvons également des restes de mammifères et des objets préhistoriques, choses que nous ne rencontrons pas dans les dépôts d'Ungheni.

La succession stratigraphique, en partant du bas de la berge et l'épaisseur des couches sont les suivantes:

a) 0,00—0,75 m d'argile violette, compacte (buglovienne?). Dans certains endroits cette argile se trouve au-dessous du niveau normal de la rivière. Le conglomérat de gravier de terrasse superposé à l'argile, représente une couche réduite et comme étendue et comme épaisseur (0,20 m).

b) 2,50 m de menu gravier de terrasse mélangé avec beaucoup de sable et contenant des couches rouillées à oxydes ferrugineux. A l'extrémité de la coupe, en aval, ce dépôt atteint 4 à 5 m d'épaisseur. On y trouve des morceaux de bois silicifiés bien roulés. En fait de faune, nous avons rencontré *Elephas primigenius* Blum., forme archaïque (plusieurs molaires), des grands Bovidés, un Cheval et des silex appartenant au Levalloisien supérieur.

c) 1,00—1,30 m de sable pur de terrasse.

Institutul Geologic al României

d) 3,00—4,00 m de loess devenant par-ci par-là un peu argileux. Vers l'extrémité de la coupe, en aval, on peut observer dans ce loess jusqu'à trois couches plus foncées, semblables aux sols fossiles d'Ungheni. La faune est représentée par une défense de Mammouth, de très nombreux exemplaires de *Helix hispida* L. de toutes les dimensions, *Succinea oblonga*, et quelques rares spécimens de *Pupa muscorum*.

e) 0,50 m de loess riche en infiltrations d'humus. Céramique protohistorique.

f) 0,50 m de sol végétal.

Au point de vue de leur morphologie et de leur aspect, les silex sont identiques aux pièces de Gherman—Dumeni et de Durduca. Ils appartiennent au Levalloisien supérieur.

Dans ses grandes lignes, la stratigraphie de Vasilica est identique à celle d'Ungheni [1]).

Les graviers de terrasse se trouvent à la même altitude relative et ont les mêmes caractères pétrographiques que ceux d'Ungheni. Quoique ces graviers avoisinent et se trouvent du même côté de la Valea Dulfa (ligne du chemin de fer roumain Perival—Pârlița—Vasile Lupu), on n'en constate pas moins que, dans le voisinage du vilage de Vasilica les graviers d'une terrasse supérieure sont bien représentés, tandis qu'à Ungheni on ne les poursuit qu'en partant de certains indices et bien plus difficilement.

La position géographique du point Vasilica, entre Ungheni et Blindești, localités présentant une identité prononcée quant à la succession et aux caractères des couches, nous aidera à établir l'âge des terrasses, du loess et des sols fossiles dans la vallée du Prut et à faire certaines rectifications concernant la chronologie des dépôts d'Ungheni en particulier et celle du Quaternaire du NE de la Roumanie en général.

LE PLÉISTOCÈNE ET LE MOUSTÉRIEN MOYEN DE SCULENI

A l'extrémité N du bourg de Sculeni, au point dit La Izvoare, là où le Prut attaque la rive gauche, on observe une coupe dont la succession des couches est la suivante:

a) 0,75 m de sol végétal;

b) 0,75 m de sol formant la transition du sol végétal à la couche de loess sousjacente;

c) 2,00 m de loess typique jaune;

d) 0,30 m de couche fortement sableuse, contenant du sable finement argileux;

[1]) Voir: N. FLOROV, 77, page 92.

Institutul Geologic al României

e) 1,40 m de loess typique, jaune, normal;

f) 0,30 m, couche fortement sableuse;

g) 1,00 m de loess typique, mais avec une teneur en argile plus élevée;

h) 0,50 m d'argile loessoïde;

i) 2,50 m de terre glaise;

k) 2,00 m de sable à menu gravier. Ce sable présente par endroits une structure lenticulaire ou croisée;

l) 2,20 m de menu gravier de terrasse mêlé du sable. Ce gravier est



Fig. 13. — Disque moustérien de la terrasse inférieure de Sculeni. Silex. Gr. nat.

assez riche en oxydes de fer. Faune: *Elephas primigenius* BLUM., *Cervus (elaphus* L.?); un disque paléolithique;

m) 0,50 m de conglomérat de gravier de terrasse. La plupart des éléments de quartzite et de silex atteignent la grosseur d'un oeuf de poule. De rares fossiles: *Bos.* sp.;

n) 1,20 m d'argile violette, (buglovienne?) qui descend aussi au-dessous du niveau du Prut.

Outre des Gastéropodes terrestres du loess qu'on rencontre par-ci par-là à différentes profondeurs dans le dépôt éolien, la faune de La Izvoare est

Institutul Geologic al României

représentée par des molaires d'*Elephas primigenius* BLUM.[1]), de longs morceaux d'os d'*Elephas* sp., un fragment de corne de *Cervus (elaphus?)* et un fragment de dent, détérioré, et roulé de *Bos* sp. La dernière pièce a été détachée d'un morceau de conglomérat, de sorte qu'elle provient sûrement du gravier de la terrasse. Bien que les fragments d'*Elephas* et de *Cervus* aient été ramassés par terre, le mode de fossilisation indique, sans contestation possible qu'eux aussi proviennent des dépôts de gravier ou de sable de cette terrasse inférieure du Prut.

Le mobilier paléolithique n'est représenté que par un joli disque, taillé uniformément tout autour et sur les deux faces (fig. 13). D'après la manière dont il a été façonné, ce disque semble appartenir à une époque un peu plus récente que le Levalloisien supérieur (Lev. IV—V). Le fait que le disque à été trouvé dans des graviers indique qu'il a dû être confectionné à une époque correspondant au temps de formation de la terrasse de 5 m.

Or, comme nous avons trouvé à La Izvor même, dans les dépôts se superposant à cette terrasse, une riche industrie appartenant au Moustérien supérieur-primordial, il en résulte que le dépôt de la terrasse correspond à une époque immédiatement antérieure.

Comme, aussi bien à La Izvor qu'ailleurs, les silex du Levalloisien supérieur sont très roulés, il s'ensuit que seules les pièces non roulées ou celles présentant de faibles traces d'usure se trouvent dans une position stratigraphique primaire; et alors la formation de cette couche contenant des silex correspondrait à l'époque archéologique du Moustérien moyen et non pas du Levalloisien. L'âge du disque n'est en contradiction ni avec la morphologie de ce dernier, ni avec les données d'ordre paléontologique, et, chose importante, le résultat que nous avons obtenu correspond aux chronologies géologo-archéologiques de M. BOULE (30) et de H. BREUIL (45), qui ont utilisé pour leurs travaux de nombreuses et abondantes données d'ordre paléontologique, archéologique et stratigraphique.

Il n'existe donc à La Izvoare aucune indication concernant la présence de sols fossiles que nous avons rencontrés à Blindeşti, Vasilica et Ungheni, bien que les dépôts éoliens d'ici se superposent aux mêmes dépôts de terrasse et à la même altitude relative; nous y observons, par contre, interposées dans l'épaisseur du loess, deux couches sableuses (*d* et *f*), qui elles non plus ne sont pas continues sur toute la longueur de deux à trois cents mètres de cette coupe. Bien que par leur position stratigraphique les couches de sable correspondent aux sols fossiles d'autres coupes, nous

[1]) Deux molaires de Mammouth (*Elephas primigenius*) découvertes ici ont été vues, au printemps de 1932, par MM. E. PATTE, I. G. BOTEZ et I. ATANASIU, au poste de gendarmerie de Sculeni, d'où ces pièces ont été envoyées plus tard à la Légion de Gendarmerie de Bălţi.

Institutul Geologic al României

estimons cependant, pour des raisons que nous donnerons plus loin, que ces couches ne sauraient être ni assimilées aux sols enfouis, ni synchronisées avec ceux-ci. Quant à l'âge de la terrasse, la présence du disque témoigne comparativement à d'autres points, qu'elle est würmienne (Würm I).

LE PLÉISTOCÈNE ET LE LEVALLOISIEN DE GHERMAN-DUMENI

A environ quatre kilomètres du bourg de Sculeni et à deux kilomètres du point fossilifère de Micleușeni, situé en amont sur le Prut, se trouve une autre jolie coupe géologique de dépôts quaternaires non loin des villages de Gherman et de Dumeni.

La stratigraphie des dépôts de bas en haut est la suivante:

a) A la base, une couche de glaise violette, compacte, tertiaire, de 2,20 m d'épaisseur (épaisseur qui varie d'ailleurs de 0,70 m à 3 m au-dessus du niveau normal du Prut). Une bonne partie du lit de la rivière est creusée dans ces dépôts tertiaires;

b) Les dépôts de terrasse qui succèdent recouvrent la glaise violette et sont formés d'une couche épaisse de 4,20 m de gravier, à petits éléments de silex et de gravier carpatique, mélangés avec beaucoup de sable. Ces dépôts présentent une disposition croisée ou lenticulaire et leur faune est celle que nous citons plus bas. La couche inférieure, épaisse de deux mètres, est plus riche en oxydes de fer et contient *Unio tumidus* Retz, *Unio* sp., et *Unio pictorum* L. (?) La partie supérieure du dépôt, beaucoup plus riche en sable pur, est recouverte par endroits d'une couche d'argile plus ou moins rougeâtre;

c) Les formations éoliennes constituent une couche d'environ 7 m d'épaisseur, composée de 3 m de loess brun foncé, auquel se superpose 1 m de loess de teinte plus claire, recouvert d'une couche de loess épaisse de 10 cm, rouge brique et fortement oxydée. Vient ensuite 1 m de loess typique, jaune clair, avec 0,75 m de couche de passage au sol végétal, lequel mesure 0,50 à 0,75 m d'épaisseur. Nous avons découvert dans le loess une molaire de Cheval fossile. La composition, la structure et l'épaisseur des dépôts de terrasse et des dépôts éoliens se modifient de plus en plus à mesure qu'on s'éloigne du point d'où nous sommes partis pour décrire la coupe et ce fait empêche de situer d'une façon indiscutable la zone de séparation entre l'horizon inférieur et l'horizon supérieur des dépôts de terrasse.

Les restes paléontologiques appartiennent à deux catégories différentes. L'une, groupe des os fortement fossilisés ou même pétrifiés et roulés, qui semblent être spécifiques à l'horizon inférieur. Nous y avons découvert des débris d'*Elephas antiquus* Falc., de Cheval et d'autres mammifères. Tous ces

Institutul Geologic al României

restes se trouvent en gisement secondaire. L'autre catégorie contient des os intacts ou à peine roulés, mais qui s'effritent plus ou moins facilement à cause de leur état de désagrégation. Ils pourraient bien être spécifiques à l'horizon supérieur. Nous y avons déterminé des restes de: *Elephas primigenius* BLUM., forme archaïque, *Rhinoceros tichorhinus* (?), *Equus caballus fossilis* CUV., *Cervus megaceros* C., *Cervus (Dama)* cf. *Somonensis* DESM., *Bos*

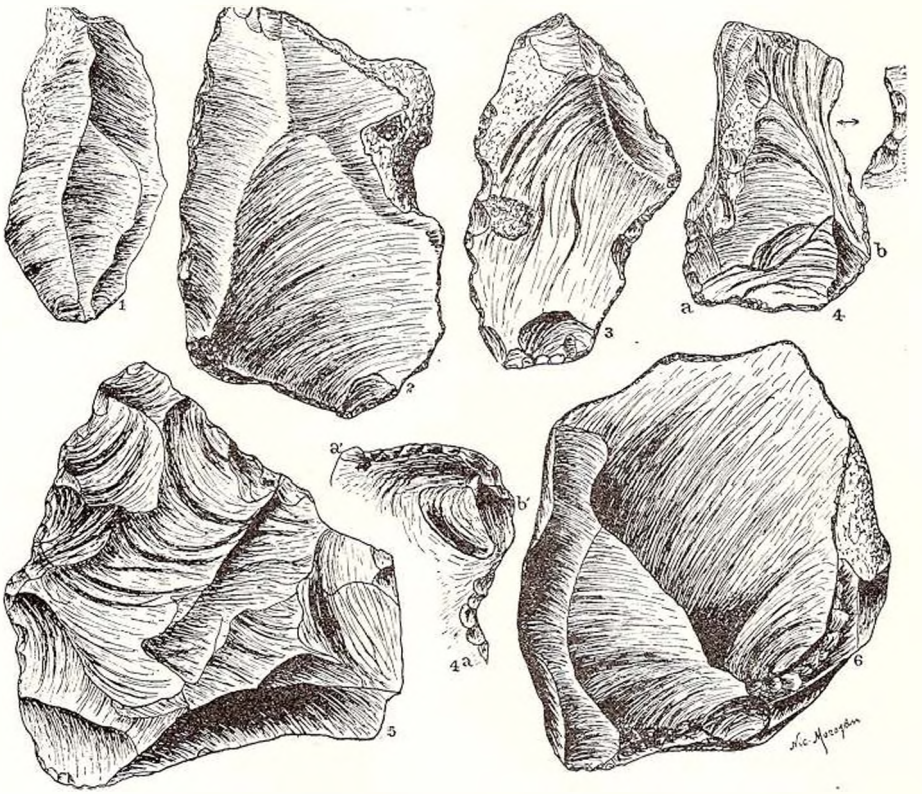


Fig. 14. — Levalloisien supérieur de la terrasse inférieure du Prut.

1, 5 et 6 de Gherman - Dumeni; 2, 3 et 4, de In Durduca (Cuconeştii - Vechi). Silex. Deux tiers de la gr. nat.; 5, racloir-hachoir sur plaquette de silex, épaisseur maximum 2,2 cm; 6, disque.

primigenius BOJ., *Bison priscus* H. MEYER, *Unio tumidus* RETZ et *Unio pictorum* L.

Mobilier paléolithique. En 1929, nous avons découvert à l'extrémité amont de la coupe, dans l'horizon supérieur des formations de terrasse, un joli disque en silex et quelques éclats. Plus tard, nous avons encore trouvé d'autres pièces lithiques, des os utilisés par l'Homme et même des instruments taillés dans des os, tel par exemple un stylet-poinçon.

Institutul Geologic al României

Les silex ci-dessus se trouvant, comme c'est le cas pour le point de La Izvor, *in situ* dans le gravier de la terrasse (synchronique à ceux de La Izvor), appartiennent au Levalloisien.

Les silex N-os 1, 5 et 6 de la fig. 14 appartiennent, selon H. BREUIL, au Levalloisien supérieur ou au Levalloisien IV—V.

Quant à l'âge des dépôts quaternaires de Gherman—Dumeni, étant donné que la terrasse de 5 mètres est inférieure à celles qui, dans la même région, se trouvent à des altitudes plus élevées et qu'elle contient, outre des restes d'*Elephas antiquus* FALC. décelant des traces de roulement, des silex levalloisiens également roulés, nous devons admettre que le gravier appartient au Würmien (Würm I), comme les dépôts de la même terrasse à La Izvor —Ripiceni et Lopatnic; les dépôts qui se superposent à ce gravier doivent être attribués dans ce cas à la période ayant succédé au Würm I, c'est-à-dire au Post-Würm I—Holocène.

LE LEVALLOISIEN DE ÎN DURDUCA (CUCONEȘTII VECHI)

Dans les rives du Prut alentours de la commune de Cuconeștii Vechi, les graviers de terrasse sont relativement bien représentés, mais c'est seulement au point dit În Durduca qu'ils affleurent bien, en occupant une certaine étendue. Ces graviers sont constamment remaniés et mélangés avec de nouvelles alluvions du Prut par ses eaux de débordement. Ce point, distant d'une centaine de kilomètres en amont de Gherman—Dumeni, se trouve sur le rive gauche du Prut, exactement en face de Stânca Ripiceni et de La Izvor.

Nous avons recueilli dans le mélange de gravier de terrasse et d'alluvions, outre des coquilles de Gastéropodes aquatiques, aussi des Lamellibranches actuels et quelques débris de Mammifères, à savoir des molaires fortement pétrifiés de Cheval fossile, un morceau de bois de Cerf, un éclat de défense d'Eléphant et un morceau de dent pétrifiée et bien roulée d'un grand Boeuf.

C'est également ici que nous avons découvert des silex levalloisiens. Les pièces collectionnées par nous, environ une centaine, sont façonnées dans des silex noirs ou bruns. Entièrement recouvertes d'une forte patine, ces pièces présentent sur leurs bords des traces d'usure, et on observe quelques rares stries et des esquilles nouvelles de pseudo-retouche ou de détérioration mécanique. On trouve parmi ces pièces des disques, des lames levalloisiennes, des pointes, etc., qui indiquent tous une morphologie levalloisienne supérieure (fig. 14, Nos. 2, 3 et 4)

Institutul Geologic al României

D) LE PLÉISTOCÈNE ET LE PALÉOLITHIQUE SUPÉRIEUR DE LA RIVE GAUCHE DU PRUT

LE PLÉISTOCÈNE ET LE SOLUTRÉEN DE LA MOARA POPEI (CUCONEŞTII VECHI)

A environ deux kilomètres de la commune de Cuconeştii Vechi, vers le N, au lieu dit La Moara Popei, les rives du Prut deviennent de nouveau abruptes et subissent les attaques continuelles de la rivière.

Les dépôts normaux méditerranéens s'élèvent ici à 0,90 m au-dessus du niveau normal du Prut. On y rencontre parfois aussi une argile smectique et des calcaires (miodobores) sarmatiens affleurent dans le voisinage. A ces dépôts se superpose une couche, épaisse de 5 m, de gravier de terrasse menu, argileux, pauvre en oxydes de fer. Le sable se trouve en faible quantité. Il s'accumule parfois dans des poches lentiformes, mais contient même alors de petits éléments de gravier. L'épaisseur totale du dépôt de terrasse varie de 3,50 à 5 m. En matière de faune, nous y avons trouvé *Elephas primigenius* BLUM. (une molaire, des débris de défense et d'os) et un grand Bovidé représenté par un morceau de maxillaire inférieur et des fragments d'os longs.

L'argile loessoïde qui succède au gravier atteint une épaisseur de 7 à 10 m. Sa partie inférieure contient des blocs de calcaire sarmatien de dimensions variables (de 100 à 150 kg), qu'on rencontre aussi à 3 ou 4 m au-dessus du gravier de terrasse. A peu près au même niveau que les blocs supérieurs existe une couche d'environ 0,50 m d'épaisseur, de cailloutis siliceux présentant par endroits une disposition lenticulaire. Ce cailloutis est fortement mélangé avec de l'argile ou avec un peu de sable. Les blocs de calcaire et le gravier proviennent des bancs sarmatiens et des graviers de la terrasse supérieure immédiatement voisine, lesquels dominent la région. On trouve dans le cailloutis, et surtout plus bas que cette couche, de rares silex paléolithiques. Ils y ont peut-être été abandonnés par l'Homme préhistorique; mais il se peut aussi que les eaux des précipitations les y aient véhiculés depuis la terrasse d'en haut. Le fait qu'on rencontre les silex paléolithiques le plus souvent sous la couche de cailloutis n'infirme pas notre hypothèse que, dans leur position stratigraphique primaire, ils se trouvaient dans les formations éoliennes qui se superposaient autrefois aux dépôts de terrasse de 35 à 40 m. Ils ne présentent aucun signe indiquant qu'ils auraient été roulés. Comme on le verra, ces pièces paléolithiques fourniront des indications satisfaisantes sur l'époque de dépôt de la couche de cailloutis et sur l'âge relatif des couches d'argile loessoïde au-dessus du cailloutis.

Industrie. Outre les silex ramassés par terre, nous avons aussi découvert des pièces paléolithiques *in situ*. Leur patine, assez brillante, présente une

Institutul Geologic al României

teinte grise tirant sur le bleu ; seuls deux silex étaient blancs. Sur plusieurs de ces pièces nous avons observé des pellicules de calcite. La pointe en feuille de laurier (fig. 3, pl. VI) récemment découverte (1932) situe l'époque exacte de ces silex, au Solutréen moyen.

Dans l'état où elle se trouve actuellement, cette pièce en feuille de laurier présente les dimensions suivantes: long. 77 mm, larg. 34 mm, épais. 11,5 mm, poids 27,5 gr. La pointe qui lui manque mesurait probablement de 7 à 12 mm, de sorte qu'on peut estimer la longueur totale de la pièce à 84—90 mm.

Si l'on compare la morphologie générale et la technique de cette pièce à celles d'autres spécimens similaires, on constate aisément une ressemblance parfaite avec les pointes en feuille de laurier découvertes en Hongrie.

De même que la plupart des pièces solutréennes de Szeletha (99 et 100 ; 94, 44), ou de Bükk (91), notre spécimen est long, relativement épais et présente une base arrondie.

Nous observons également une ressemblance de notre pièce avec les quelques feuilles découvertes isolément en Transylvanie (205, 207 et 208) et avec les feuilles solutréennes trouvées en Occident, aussi bien qu'en Pologne (105; 216).

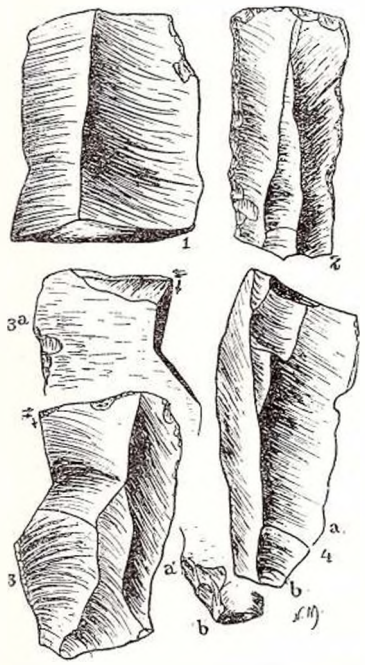


Fig. 15. — Les silex de La Moara Popei, trouvés conjointement avec la pointe en feuille de laurier No. 3 de pl. VI. Deux tiers de la grandeur naturelle.

Nous pouvons donc admettre que les silex (fig. 15) rencontrés dans les dépôts loessoïdes de La Moara Popei appartiennent au Solutréen moyen évolué ; que les couches d'argile loessoïde au-dessous de la couche contenant les pièces paléolithiques, dans l'espèce la couche qui se superpose à la formation de terrasse, peuvent être attribuées à une époque antérieure au Solutréen moyen évolué et que la couche loessoïde superposée à la couche à cailloutis contenant les pièces décrites, correspond au Solutréen supérieur et à des époques ultérieures. Mais notre feuille de laurier présente aussi une grande importance à un point de vue beaucoup plus général, car sa présence à La Moara Popei, ainsi que des trouvailles similaires à In Ponoară sur le Prut et à Babin sur le Dniester, prouvent que l'industrie solutréenne des pointes en feuille de laurier existait aussi en Roumanie extracarpatique (Moldavie et Bessarabie).

Institutul Geologic al României

LE PLÉISTOCÈNE ET LE PALÉOLITHIQUE DE ÎN PONOARĂ (CUCONEȘTII VECHI)

Plus au N, par conséquent en amont du lieu dit La Moara Popei, s'étend une région connue sous le nom de În Ponoară.

On observe à În Ponoară, surtout au lieu dit Malul Galben, les dépôts d'une terrasse s'élevant de 35 à 40 m au-dessus du niveau normal du Prut. Cette terrasse est recouverte par des formations éoliennes, consistant en diverses espèces de loess. Les dépôts éoliens de Malul Galben sont éloignés d'environ deux cents mètres — à vol d'oiseau — du cours du Prut.

La succession des couches y est la suivante:

a) 0,10 à 0,30 m de sol végétal;

b) 2,20 m de loess jaune clair;

c) 0,40 m de loess légèrement altéré, brun clair;

d) 0,35 m de loess très légèrement altéré, dans lequel nous avons découvert un silex magdalénien (voir ci-dessous);

e) 0,85 m de loess fortement altéré, brun foncé. C'est de toutes les couches, la couche foncée la plus nette; on peut la poursuivre sur plus de 100 m. Les silex trouvés ici appartiennent au Solutréen moyen;

f) 0,50 m de loess brun;

g) couche de loess inférieur altéré contenant de nombreuses concrétions calcaires [1]);

h) du sable recouvrant du menu gravier de la terrasse située de 35 à 40 m au-dessus du niveau normal du Prut. L'éboulis qui recouvre la couche ne permet pas d'en déterminer l'épaisseur avec toute la précision désirable, mais nous l'estimons à 5 jusqu'à 7 m. La couche contient des restes indéterminables de Mammifères (des herbivores et un carnivore), de très nombreuses coquilles mal conservées, plusieurs menus Cerithiums, *Unio* et de Pectinidés tertiaires;

i) au-dessous de ces dépôts quaternaires se trouvent des argiles et ensuite des couches de calcaires tertiaires. Les argiles et les formations quaternaires glissent vers la rivière; on y observe des types de glissement et d'éboulement très variés, qui ont d'ailleurs fait donner à la région le nom de In Ponoară, lequel suggère l'idée de ruine ou d'éboulis.

Cette succession des couches quaternaires n'est point la même sur toute la longueur de la coupe; au contraire, chaque extrémité présente certaines particularités qui méritent d'être mentionnées. C'est ainsi que vers l'extrémité E (en amont) la couche *c* finit par se perdre, étant remplacée par une couche de menu gravier qui atteint jusqu'à 2 m d'épaisseur et qui renferme

[1]) Nous avons trouvé dans cette couche de sol fossile une défense, assez recourbée, de Mammouth, dans un état de désagrégation extrême.

Institutul Geologic al României

de nombreuses concrétions calcaires. Cette couche recouvre une argile altérée à concrétions calcaire et à taches violettes ou rouillées. A l'extrémité W (en aval), on observe que la couche *e* (sol fossile moyen) se soulève de plus en plus, au point que l'on finit par la rencontrer à 2 ou 3 m seulement de profondeur. Nous avons extrait de la couche subjacente, à 50 cm de profondeur, une molaire d'*Elephas primigenius* BLUM. à lamelles fréquentes. Cette couche, qui mesure de 4 à 6 m d'épaisseur, est formée en haut d'un fin sable blanc, au milieu de sable rouillé et en bas de loess à concrétions et à nombreux Gastéropodes: *Pupilla muscorum* MÜLL., *Succinea oblonga* L., *Zua* sp. Un peu plus en aval, on observe sous le sol végétal, dans le premier mètre de loess, deux bandes aux teintes brunes et grisâtres faiblement perceptibles. On aperçoit, plus bas dans le loess, une autre zone colorée (*e*) et finalement le loess contenant de nombreuses concrétions.

Outre les Gastéropodes habituels, nous avons rencontré partout dans le loess divers restes de mammifères, parmi lesquels *Elephas primigenius* BLUM., et ramassé par terre un fragment de bois de *Cervus* sp.

Industrie. Toutes les pièces découvertes ici sont façonnées dans du silex crétacé provenant du Prut. D'après la morphologie de la technique et la patine, tout le mobilier paléolithique trouvé ici peut être réparti en 3 groupes distincts, à savoir: *a)* silex moustériénoïdes à patine bleu foncé; *b)* silex solutréens, à patine blanche tirant sur le bleu; *c)* silex magdaléniens, à patine noire et brillante.

a) Silex moustériénoïdes. Les pièces appartenant à cette catégorie qui méritent d'être signalées sont un disque et un racloire-pointe. Le disque mesure 8 cm diam. et 3,8 cm épais. Nous l'avons trouvé dans la vallée, près d'un sentier longeant le lit de la rivière. A en juger d'après la morphologie cette pièce semble être plutôt un coup-de-poing discoïde qu'un nucléus discoïde ordinaire (disque) du Paléolithique moyen. Les pièces ont le facies moustérien. Peut-être appartiennent-elles même au Moustérien, ou bien même à une époque plus récente du Paléolithique supérieur tout en présentant la morphologie des silex moustériens.

b) Silex appartenant au Solutréen moyen. Font partie de cette catégorie deux nucléi et un grattoir découverts *in situ*, ainsi que la magnifique pointe en feuille de laurier reproduite à la fig. 3, pl. VI, dont les dimensions sont: longueur 106 mm, largeur 42 mm, épaisseur 10 mm, poids 43 gr. Cette pointe en feuille de laurier a été trouvée dans le loess éboulé. Les morceaux de loess brun adhérant encore à la pièce et les petites incrustations de calcite qu'on observe par-ci par-là à sa surface, indiquent que cet instrument a été enseveli dans les dépôts éoliens-loessoïdes. La patine blanc-gris de la feuille ressemble à la patine des nucléi décou-

Institutul Geologic al României

verts *in situ* à quelques mètres de distance seulement; d'où nous déduisons que tous ces silex appartiennent au Solutréen moyen classique.

c) Silex magdaléniens. C'est à ce groupe qu'appartiennent la plupart des pièces. Comme le matériel (silex noir), la patine et la morphologie des pièces ramassées présentent les mêmes caractères que pour l'instrument *b* (voir plus bas et aussi fig. 16), extrait du loess à 3 m de profondeur [1]), il ne fait aucun doute que tous les silex de ce groupe proviennent de la même couche et appartiennent à une seule époque. Laissant de côté les éclats et les petites pièces qui ne présentent aucun intérêt particulier, nous nous arrêterons plus longuement aux trois pièces lourdes, oblongues, de coupe transversale triangulaire, dont les dimensions et le poids sont les suivants:

Pièce *a*: longueur 20,9 cm, largeur 5,1 cm, hauteur 6,3 cm, poids 740 gr.
» *b*: » 16,1 » » 5,6 » » 6,8 » » 502 » (Fig. 16)
» *c*: » 14,5 » » 6,0 » » 4,0 » » 375 »

L'importance de ces pièces est d'autant plus grande que les termes de comparaison font défaut, aussi bien dans les régions limitrophes, que dans toute l'Europe centrale et orientale. Il faut aller jusqu'en France pour y trouver des éléments de la même famille, à l'aide desquels on puisse préciser l'âge de notre mobilier.

Deux de nos pièces, sinon les trois, rentrent dans la catégorie des pièces connues sous le nom de « grands silex arqués » ou « grands racloirs » de l'époque magdalénienne (Magdalénien supérieur); on n'en a rencontrées jusqu'à présent que dans quelques stations de France.

Il résulte de ce que nous venons de dire que d'après le facies morphologique une partie des silex découverts à In Ponoară indiquent un facies moustériénoïde. Comme ils ont été ramassés par terre, ils ne présentent pour le moment qu'une importance d'ordre typologique, et non pas stratigraphique. D'autres silex appartiennent, tout comme la belle pointe en feuille de laurier, au Solutréen moyen d'Occident.

Etant donné les rapports techniques existant entre les instruments d'ici et ceux provenant de la couche V (Solutréen inférieur) de Ripiceni, il s'ensuit que notre Solutréen moyen pointes en feuille de laurier est synchronique au Solutréen moyen de France.

Si nous nous basons sur des termes de comparaison que nous ne trouvons qu'en France, une troisième catégorie de nos silex appartient au Magdalénien supérieur.

Nous déduisons de la présence de ces catégories de silex, que le Solutréen moyen aussi bien que le Magdalénien supérieur sont représentés en Roumanie et en Europe orientale et que l'Homme qui y vivait à ces époques

[1]) Pour être plus précis, de la zone de loess située entre 2,70 m et 3 m de profondeur.

Institutul Geologic al României

paléolithiques employait des instruments travaillés selon la même technique et les mêmes procédés que ceux dont se servait l'Homme habitant aux mêmes époques la France.

Etant donné que quelques-unes de ces pièces paléolithiques ont été découvertes *in situ* dans des couches éoliennes contenant *Elephas primigenius*

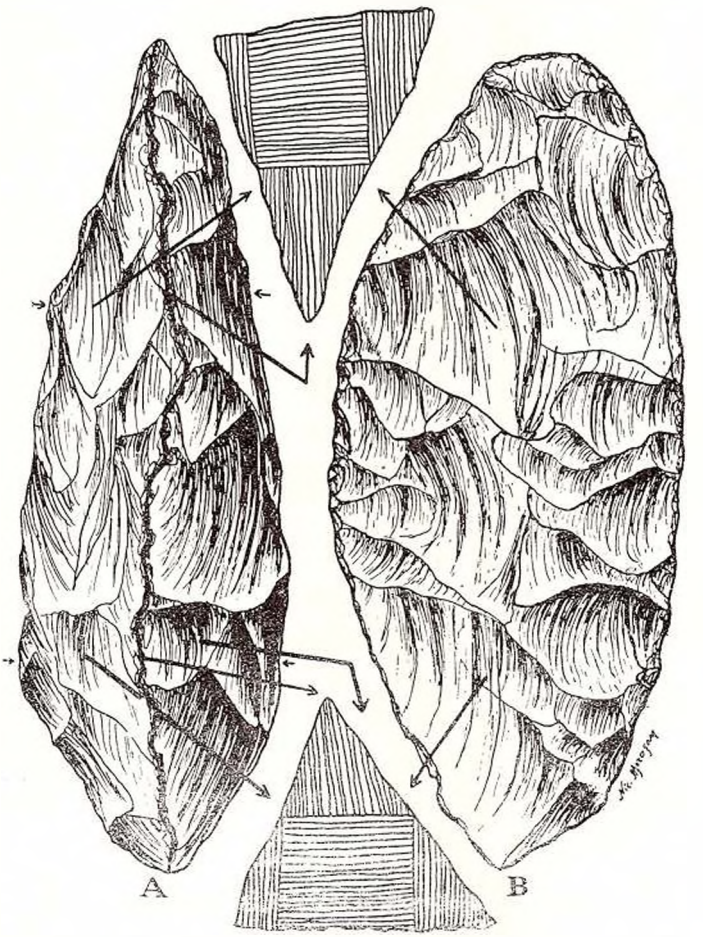


Fig. 16. — Un des « grands silex arqués » ou « grands racloirs » magdaléniens de In Ponoară (Cuconeştii -Vechi).

A, vu de dessus; B, vu du côté droit. Deux tiers de la gr. nat.

BLUM., il en résulte qu'elles sont contemporaines de ce Proboscidien. Mieux encore, nous avons établi qu'une bonne partie, soit 5 à 6 mètres, des dépôts microclastiques loessoïdes superposés à la terrasse de 35 à 40 m, se sont déposés au Paléolithique supérieur.

Institutul Geologic al României

Le nombre restreint de silex trouvés au point dit La Malul Galben, tenant de In Ponoară, vient de ce que nous n'avons pas affaire à une vraie station à l'air libre, mais seulement à une halte fortuite que l'Homme dut y faire, probablement au cours d'une chasse. Cette hypothèse est rendue vraisemblable par la configuration paléogéographique et géographique de la région, car le lieu dit La Malul Galben, exposé à toutes les oscilations et intempéries, domine un vaste horizon et s'avère propice, sinon pour chasser, tout au moins pour observer les mouvements du gibier. Or, s'il arrivait à l'Homme paléolithique de s'arrêter parfois à un promontoire (par exemple aux plateaux des environs des Eyzies, de la roche de Solutré, etc.), il ne les choisissait jamais pour y séjourner. Tout ceci nous incite à supposer que la vraie station devait se trouver quelque part dans le voisinage.

Si l'on admet que la couche *C* de loess altéré est un sol fossile, il s'ensuit, selon les données paléolithiques, que l'époque archéologique du Magdalénien supérieur a précédé la formation de cette couche; mais si l'on ne considère la couche *C* que comme un subhorizon supérieur de la couche *E* de sol fossile, il en résulte que l'époque magdalénienne est plus ou moins synchrone de la formation de la couche supérieure de sol fossile. Une conclusion analogue peut être tirée du fait que les pièces solutréennes décrites ci-dessus ont été trouvées à une profondeur d'environ 5 m. Ici, à In Ponoară, le loess de la terrasse de 35 à 40 m a continué à se déposer après l'époque solutréenne, atteignant le maximum d'épaisseur durant le Paléolithique supérieur évolué. Au cours de cette période de sédimentation, deux couches de sols fossiles se sont formées dans le dépôt de loess; mais elles font défaut dans certains endroits de la coupe, bien que les formations éoliennes de leurs couches supérieures soient synchrones.

Or, comme il a été établi que le Paléolithique supérieur est synchrone des périodes géologiques Post-Würm I et Würm II et de la phase post-glaciale, il s'ensuit que la complexité stratigraphique enregistrée plus haut a dû se produire durant cet intervalle.

PALÉOLITHIQUE DE STÂNCA CORPACI

En face de la Stânca Hrițeni, où existe une industrie préhistorique à fleur du sol, se trouve la Stânca Corpaci, dans le district de Bălți, au confluent du Racovăț et du Prut. Bien plus vaste et plus haute que la Stânca Hrițeni, la Stânca Corpaci s'élève à environ 40 m au-dessus du Prut. Son flanc nord est abrupt. Nous avons trouvé divers instruments préhistoriques dans les tranchées et fossés creusés lors de la guerre mondiale. Ces excavations s'étendent le long de la crête et de la côte S de cette mydobore de calcaires sarmatiens et entament surtout les dépôts quaternaires des graviers de la

Institutul Geologic al României

terrasse de 40 m et les argiles loessoïdes qui les recouvrent. Le fond des tranchées et leurs parapets formés d'argiles loessoïdes, contiennent des pièces du Paléolithique supérieur, qu'on peut par conséquent recueillir *in situ*. D'après un rabot-silex arqué, le matériel lithique de la roche de Corpaci pourrait être attribué à l'époque magdalénienne, ou pour mieux dire, au Paléolithique supérieur.

LES DÉPÔTS MAGDALÉNIENS DE BADRAGI

En 1926, nous découvrîmes en passant quelques silex paléolithiques dans les excavations d'où l'on extrait de la terre-à-briques, près du village de Badragi, appelé aussi Băscăceni (134). En 1929 nous y entreprîmes de petites fouilles.

Ces fosses se trouvent juste en face du point paléolithique de Şerpeniţa, situé de l'autre côté du Prut (voir pag. précéd.). Comme la rive du Prut ne présente qu'une faible déclivité à cet endroit, il nous manque la coupe exacte des dépôts placés sous la couche aux silex paléolithiques. Ces dépôts sont généralement représentés par des calcaires du Miocène supérieur et par des graviers quaternaires, auxquels se superpose le dépôt microclastique éolien, qui s'élève à environ 12 m au-dessus du niveau normal du Prut. La couche contenant l'industrie, épaisse d'environ 20 cm, se trouve dans le loess à près d'un mètre de profondeur. Outre quelques rares Gastéropodes de loess, *Helix hispida* et *Succinea oblonga*, la faune est représentée par un morceau d'os d'un animal de la taille d'un grand Bovidé, se trouvant dans un état de désagrégation très avancée.

Comme nous avons recueilli plus de 1600 silex sur un espace de 4 mètres carrés, on voit sans peine qu'il s'agit ici d'un endroit riche en produits du travail de l'Homme préhistorique. La disproportion flagrante qui existe entre les éclats, les nucléi etc., d'une part et les pièces à forme définie ou même les instruments d'autre part, nous permet de supposer que nous sommes en présence ici, comme à Şerpeniţa, d'un atelier de l'Homme paléolithique et non pas d'une station proprement dite. Aussi le mobilier de Badragi est-il pauvre en objets aux formes définitives et semble dépourvu de pièces caractéristiques du Paléolithique supérieur.

De toute façon, tel qu'il se présente, le mobilier d'ici nous incite à supposer qu'il appartient au Magdalénien supérieur.

Nous avons découvert de nombreux silex paléolithiques du même facies aussi dans les dépôts loessoïdes d'un ravin à l'extrémité sud du village de Badragii-Noi. Ce point archéologique situé sur le Prut se trouve à environ deux kilomètres en amont de la commune de Badragi.

Institutul Geologic al României

LE PALÉOLITHIQUE DE VIIȘOARA

Sur le territoire du village de Viișoara, nous avons rencontré l'industrie paléolithique aux trois endroits suivants: à Râchile-Toader-Marcu, à Șoseaua dela Prut et à Neudobnea (Armașu).

Dans la région de Râchile-Toader-Marcu, en face de Mitoc (point paléolithique La Mori), les dépôts quaternaires s'élèvent à plus de 30 m au-dessus du niveau du Prut. Par son altitude et quelques-uns de ses caractères morphologiques, cette région correspond à celle de In Ponoară (Cuconeștii Vechi).

Dans les formations éoliennes-argileuses et loessoïdes nous y avons rencontré par terre, et parfois aussi *in situ*, divers silex du Paléolithique supérieur, tels que lames, éclats, rabots, etc.

Dans les fossés de la chaussée dirigée vers le Prut, profondément creusée dans les dépôts microclastiques pléistocènes, nous avons recueilli de nombreux silex, tels par exemple des concrétions entières ou brisées, des nucléi, des éclats et parfois aussi des pièces finies, qui présentaient toutes le facies particulier au Paléolithique supérieur. L'abondance de pareilles pièces dans le voisinage des dépôts crétacés nous permet de considérer aussi le point dit Șoseaua dela Prut comme un atelier préhistorique. Celui-ci est situé presque en face du confluent du ruisseau Ghireni, sur lequel se trouve la jolie coupe de La Malul Galben.

Neudobnea [1]) (Armașu) englobe de vastes éboulis où les dépôts éoliens se trouvent à peu près à la même altitude que ceux de Râchile-Toader-Marcu. A peu près en face de Neudobnea, au-delà du Prut, est située la station paléolithique dite de Pârâul Istrati.

Les spécimens d'industrie paléolithique recueillis à Neudobnea proviennent surtout des tranchées [2]) et de la terre qui en a été extraite: une argile loessoïde contenant peu de loess. D'après l'aspect physique et le facies des silex et aussi d'après une certaine différence de niveau stratigraphique de l'endroit où les pièces ont été trouvées *in situ*, il semble que l'on ait affaire à une industrie post-paléolithique.

Une molaire de Cheval fossile, des coquilles de *Helix pomatia* L. et des Gastéropodes de loess sont les seuls restes fauniques pléistocènes que nous ayons rencontrés.

Parmi les nombreuses éclats et concrétions débruties, se trouvent parfois de petits nucléi, dont certains ont servi de racloirs sur nucléus, grattoirs sur nucléus et burins sur nucléus. Quelques moitiés de lames sveltes cor-

[1]) Neudobnea s'appelait autrefois probablement Neudobnaia (Neudobnaia Zemlea), qui en russe signifie inutile, malaisé (sol malaisé à cultiver).

[2]) Quelques-unes de ces tranchées, qui remontent à la guerre mondiale, mesurent même aujourd'hui plus de 2 m de profondeur.

Institutul Geologic al României

respondent bien à ces nucléi. Une espèce de couteau-scie à forte lame (plus de 11 cm de long. sur 43 mm de large et 13 mm d'épaisseur maximum), dont la partie supérieure grossièrement retouchée forme presque un dos rabattu, indiquant quelque complexité et de la variété dans le mobilier représenté ici.

Dans leur ensemble, les nucléi et les autres instruments dénotent un Paléolithique supérieur évolué. Les grattoirs ressemblent beaucoup à ceux de La Mori et il semble bien que ces deux industries soient synchroniques.

LE PLÉISTOCÈNE ET L'AURIGNACIEN DE LOPATNIC (LA BORTOASA).

La station paléolithique de Lopatnic, située au point dit La Bortoasa, a été découverte en 1927 par I. G. Botez et l'auteur de la présente étude. Cette station a déjà fait l'objet d'une description de la part de I. G. Botez (24, pages 63—70); nous-mêmes avons noté quelques observations sur les dépôts quaternaires de Lopatnic (141).

En partant du niveau de la rivière vers le haut, la coupe géologique est la suivante[1]):

Niveau normal du Prut: 0 m; altitude absolue environ 90 m.

a) 2—2,50 m de gravier de terrasse inférieure pauvre en sable et en oxydes de fer. Faune: *Elephas primigenius* Blum. et Cheval fossile;

b) 3—5 m de sable pur, extrêmement fin, donnant l'impression qu'on a affaire à une formation compacte. C'est seulement dans la zone de contact avec le gravier sousjacent que le sable est un peu plus grossier et mélangé avec du gravier de terrasse;

c) 3,80 m d'argile stratifiée. A une couche d'argile grise épaisse de 0,40 à 1,20 m, se superpose une alternance de couches de sable et d'argile de 2 à 4 cm d'épaisseur chacune, formant une couche de près de 4 m d'importance. On y rencontre par endroits une couche intercalée d'argile rouge-brun, mais d'autres fois cette stratification est moins nette. Les couches supérieures de cette formation contiennent des éclats de silex appartenant au Paléolithique supérieur, trouvés *in situ*.

d) 0,30 m de sol fossile, marécageux, fortement altéré, qui se détache en prismes et en tranches. Le passage à la couche sousjacente et à la couche de loess se fait graduellement. Ce sol fossile contient des silex aurignaciens;

e) 3—4 m de loess, typique dans certains endroits, stratifié en d'autres. C'est seulement dans sa partie supérieure, au voisinage du sol végétal, que le loess est uniformément typique. Il contient 2 sols fossiles — les sols

[1]) Moroșan, 1931 (141).

Institutul Geologic al României

II et III — à peu près de la même épaisseur que le sol fossile marécageux précédent, mais d'une teinte plus claire. On y rencontre à divers niveaux des silex du Paléolithique supérieur. Faune: *Elephas primigenius* BLUM., le Cheval fossile, des Grands Bovidés, *Cervus elaphus* et quelques Rongeurs. Certains de ces fossiles se trouvent aussi dans la couche précédente. Les Gastéropodes de loess sont assez rares;

f) 0,20—0,30 m de sol végétal.

La légère différence qui existe entre la coupe publiée par I. G. BOTEZ (26, page 64) et la coupe ci-dessus, provient sans doute de ce que nous avons décrit chacun des points différents.

La formation argileuse *c* semble avoir été produite par les oscillations répétées et les débordements de la rivière. Il en résulterait que les quelques silex trouvés dans les couches supérieures de l'argile ont pu y être charriés par les eaux de pluie se déversant des hauteurs avoisinantes, où vivait déjà l'Homme du Paléolithique (supérieur?), ou bien qu'ils y ont été perdus par l'Homme venu dans ces parages après la baisse des eaux de la rivière. On observe par endroits une stratification dans les dépôts de loess. Fait intéressant à signaler, les sols fossiles (II et III) sont fortement colorés dans la partie de la région située en amont, c'est-à-dire au-dessous de la région du kourgan; mais comme c'est précisément là que les dépôts de calcaire, méditerranéen, sont mieux représentés, il semble bien que la stratification du loess et la variation de coloration des sols fossiles dépende de la quantité de «terra rossa» produite par la désagrégation des dépôts tertiaires, et peut-être aussi crétacés qui, étant découverts dans ces temps-là, ont produit par altération le matériel des sols rouges.

Industrie. L'industrie lithique est disséminée dans plusieurs horizons des dépôts éoliens de La Bortoasa. Les objets provenant de l'horizon inférieur, qui sont aussi les plus nombreux, présentent une morphologie strictement aurignacienne. I. G. BOTEZ incline à attribuer l'industrie de cet horizon plutôt à l'Aurignacien moyen qu'à l'Aurignacien supérieur (24, page 70). En ce qui nous concerne, toujours pour des raisons en rapport avec la morphologie de cette industrie et aussi par comparaison avec l'industrie de Coummba-del-Bouïtou (9), citée par I. G. BOTEZ, nous constatons qu'elle ne saurait être comparée à l'Aurignacien moyen (foyers inférieurs) de la station française de la Corrèze, car les objets trouvés à La Bortoasa ne présentent pas la retouche abondante et florissante propre à l'Aurignacien. Il manque d'ailleurs aussi certaines pièces caractéristiques, telles que les lames à coches et les grattoirs à large carène. En revanche, si l'on compare l'industrie de La Bortoasa à celles des foyers supérieurs de Coummba-del-Bouïtou, on constate une affinité plus étroite, car si la retouche n'est pas la même, on doit du moins tenir compte de la présence de quelques grattoirs à

Institutul Geologic al României

carène effilée, de quelques burins en bec de flûte ou médians, comme I. G. Botez les nomme (*Ibid.* page 68), ou de quelques burins prismatiques. Comme cependant dans son ensemble l'industrie de La Bortoasa tend à sortir du cadre de l'Aurignacien moyen typique, nous estimons plus juste de l'attribuer à l'Aurignacien moyen tardif ou à l'Arignacien supérieur primordial. Le mobilier d'ici laisse d'ailleurs entrevoir une grande affinité avec l'Aurignacien de la couche I de Stânca Ripiceni, attribuée à l'étage inférieur de l'Aurignacien supérieur.

Les silex paléolithiques provenant des horizons supérieurs du loess de Bortoasa, représentés presque exclusivement par des éclats, ne sauraient être rapportés à une époque quelconque du Paléolithique supérieur, car les vrais instruments typiques font défaut. Suivant des données d'ordre stratigraphique, il résulte néanmoins que ces silex sont ultérieurs à l'Aurignacien moyen tardif (Aurignacien supérieur primordial).

LE PLÉISTOCÈNE ET LE PALÉOLITHIQUE DE PERERITA

A 1 km au SE du village de Pererita (départ. de Hotin) situé en aval sur le Prut, se trouvent plusieurs ravins orientés à peu près E-W, creusés dans des dépôts quaternaires, ravins compris entre la chaussée reliant Pererita à Țițcani et le lit du Prut.

Les formations quaternaires de terrasse se superposent aux dépôts crétacés et tortoniens qui s'élèvent de 15 à 20 m au-dessus du niveau normal du Prut, donc à plus de 100 m d'altitude absolue. Elles sont formées de gravier de terrasse de 0,50 à 1 m d'épaisseur, ensuite de gravier mélangé avec du sable et finalement de sable pur épais jusqu'à 1 m. Aux formations de terrasse se superposent les dépôts éoliens de la manière suivante:

a) Tout à fait en bas, une couche de 2,50 m de loess sableux;

b) Une couche de sol fossile brun foncé de 0,65 m d'épaisseur;

c) Une couche de loess mesurant 1 m en épaisseur;

d) Une nouvelle couche argileuse importante de 0,50 m, moins fortement altérée et de teinte plus claire, qui n'apparaît que par endroits et sur de petites étendues;

e) Une couche de loess de 2 à 3 m;

f) Une couche végétale épaisse de 0,30 à 0,50 m.

Les dépôts éoliens (*e*) qui se superposent à l'horizon (*d*) contiennent de Gastéropodes, représentés par de nombreux *Helix hispida*, des moins fréquents *Pupa muscorum* et *Succinea oblonga* et de rares *Helix* sp. dont les coquilles ateignent 18 mm diamètre.

Nous avons découvert en outre une large et mince lame de molaire d'*Elephas primigenius* Blum.

Institutul Geologic al României

Industrie. Nous avons trouvé, plus particulièrement au fond du grand ravin, divers silex façonnés, en majeure partie paléolithiques et quelques autres pièces apparemment néolithiques. D'après leur état de conservation, les premiers se répartissent en deux catégories: spécimens dont le silex est cachalonné, et pièces dont le silex a conservé sa couleur, mais qui présente une patine vernissée.

Nous n'avons découvert qu'un seul outil: *in situ*, en l'espèce dans la couche brune *b* un joli grattoir en bout de lame, presque mat, appartenant à la catégorie des pièces cachalonnées. A notre avis, tous les silex cachalonnés proviennent de la couche inférieure de sol fossile. Notre grattoir appartient indubitablement au Paléolithique supérieur. Parmi les autres silex cachalonnés, nous remarquons surtout un burin sur lame tronquée. Comme la troncature de cette lame n'est pas retouchée, ce silex ne peut représenter un burin de Noailles, bien que tous ses autres caractères soient conformes. D'après leur forme et leur technique, ces silex peuvent tout aussi bien appartenir à l'Aurignacien qu'au Magdalénien.

Etant donné que la couche renfermant l'industrie dont nous nous occupons correspond, en comptant du haut au second horizon fossilifère nous pouvons déduire des données stratigraphiques, ainsi que des analogies avec d'autres dépôts similairs, que cette industrie remonte à l'Aurignacien. On ne saurait en effet attribuer raisonnablement à l'époque magdalénienne deux sols fossiles ou même davantage. Bien que nous ne déterminons généralement l'âge des dépôts pléistocènes, qu'en partant de données d'ordre paléontologique et archéologique, nous estimons qu'il est préférable dans le cas présent de procéder inversement: de préciser l'âge de l'industrie en tenant compte de la profondeur et de la superposition des couches.

LE PLÉISTOCÈNE ET LE PALÉOLITHIQUE DE LIPCANI

De toutes les localités situées sur le Prut où nous avons poussé nos investigations, Lipcani est celle qui se trouve le plus au N. Le point le plus intéressant se trouve juste en face de l'abattoir communal, bâti sur une plaien de dépôts alluviaux, à 4,50 m au-dessus du Prut. Ces dépôts, composés de gravier, sable, sable et argile et sol végétal, sont probablement entièrement holocènes.

On distingue dans la berge qui domine la région les couches suivantes : des dépôts crétacés s'élevant de 4 à 5,50 m au-dessus la plaine mentionée et, sur ces derniers, des graviers de terrasse de 0,60 à 1,70 m d'épaisseur, dont l'horizon supérieur recèle des os d'*Elephas primigenius* BLUM. et de *Rhinoceros cf. tichorhinus*. Viennent ensuite des formations microdétritiques loessoïdes importantes de 7 à 8 m. Un peu plus sableuses dans l'horizon in-

Institutul Geologic al României

férieur, elles renferment, à 2,50 m de profondeur, dans un horizon de loess presque typique, une mince couche de menu gravier. On observe des graviers aussi dans le reste des dépôts. La faune est représentée par de nombreux *Helix hispida* et une défense de Mammouth. Nous avons également découvert quelques rares spécimens de silex du Paléolithique supérieur.

A 200 m en amont, nous avons rencontré, dans la briquetterie aménagée dans la cour du nommé ALEXANDRE STARU, un loess typique de plus de 6 m d'épaisseur qui s'élève à 8 m au-dessus du Prut. Ce loess est recouvert par un autre, plus sableux épais de 4 m. L'absence de la couche de gravier, ainsi que celle des cailloux isolés, tient à la configuration du terrain. Le premier point est en effet relié au plateau voisin, un peu plus élevé que le reste de la région du fait de l'épaisseur des dépôts crétacés, tertiaires et des terrasses quaternaires; les dépôts microclastiques pléistocènes semblent être plus faiblement représentés. Au contraire, le second point se trouve à une certaine distance du plateau.

Tout ce qu'on peut dire pour le moment sur l'âge des silex, à défaut de données plus précises, c'est qu'ils appartiennent au Paléolithique supérieur.

E) LE PLÉISTOCÈNE ET LE PALÉOLITHIQUE DE LA BESSARABIE SEPTENTRIONALE MOYENNE

Tout comme les rives du Prut et du Dniester, le plateau bessarabien a fait, par-ci par-là, l'objet de recherches sur le Pléistocène et de la Préhistoire paléolithique. Les coupes abondent dans les dépôts pléistocènes, mais elles ne présentent guère d'importance, car les ravins profonds font totalement défaut. Cependent on trouve des dépôts diluviaux qui mesurent plus de dix mètres d'épaisseur, et le loess contient un ou plusieurs sols fossiles, comme par exemple à Lipnic—Ocnița. On rencontre moins fréquemment des dépôts de loess recélant, outre les Gastéropodes spécifiques à ce dernier, des Mammifères (on a découvert des débris de plusieurs spécimens de *Bison priscus* BOJ. dans le loess de Ruseni, départ. de Soroca).

Les recherches, entreprises par nous et par I. G. BOTEZ [1]) n'ont fourni aucun instrument caractéristique pour le Paléolithique; aussi croyons-nous que les vrais stations paléolithiques font totalement défaut dans cette région.

Le manque des matières premières se prêtant aux besoins de son industrie lithique (silex, quartzite ou autres matières similaires) ne permettait guère à l'Homme, au cours de ses déplacements ou des ses chasses, de s'arrêter

[1]) Nous avons entrepris une partie de ces recherches, de concert, en 1927.

Institutul Geologic al României

plus longuement dans ces parages. C'est seulement plus tard, au Néolithique, lorsque la population s'accrût considérablement et que les moyens d'existence s'y multiplièrent, que les ancêtres préhistoriques se mirent de plus à fréquenter cette région entre le Prut et le Dniester et même s'y établir.

F) LE PLÉISTOCÈNE ET LE PALÉOLITHIQUE DE LA RIVE DROITE DU DNIESTER

LE PALÉOLITHIQUE SUPÉRIEUR DE COSĂUȚI

De tous les points situés sur le Dniester où la présence d'une industrie paléolithique a pu être établie, le plus au S se trouve à Cosăuți, au lieu dit La Praguri, dans le Quaternaire des ravins d'Egoreni. A 20 km en amont de Cosăuți, se trouve un autre point paléolithique, dit La Imaș de Balinți, mentionné déjà par AMBROJEVICI (6).

Les silex préhistoriques de Cosăuți, nous les avons rencontrés à diverses profondeurs dans les formations loessoïdes de 3 à 6 m d'épaisseur, avec ou sans sols fossiles; celles-ci se superposent aux dépôts de terrasse s'élevant de 10 à 15 m au-dessus du Dniester, et appartiennent au Paléolithique supérieur. Les silex sont représentés par quelques pièces banales, telles que des lames et des éclats. En fait de faune nous avons trouvé, *Helix hispida*, *Elephas primigenius*, *Equus cabalus fossilis* et *Cervus* cf. *tarandus*.

LE PALÉOLITHIQUE DE NASLAVCEA

Les spécimens de l'industrie paléolithique découverts à Naslavcea proviennent d'un ravin avoisinant la maison du garde-barrière, et des dépôts loessoïdes qui se trouvent dans les jardins des nommés G. MUZICANT, P. ABUJAG et N. GR. PETICARI. Les trois premiers points sont situés sur la pente droite du ravin, le quatrième, celui du jardin de N. GR. PETICARI, sur la pente gauche. Comme nous l'avons déjà mentionné en 1929 (136), cette localité, présente une importance de premier ordre du fait de son industrie mésolithique macrolithique, découverte en plusieurs endroits et formée de milliers de pièces en silex. Si l'on tient compte des mentions faites par C. AMBROJEVICI (6), il sied d'ajouter aux points paléolithiques découverts par nous, aussi ceux d'Imaș et de Popovo-Pole.

Industrie moustérienne. Les silex moustériens trouvés à Naslavcea proviennent du ravin avoisinant la maison du garde-barrière[1]), du chemin de fer Lipnic-Volcineț. Ce profond ravin présente une succession variée des dépôts

[1]) Les paysans le nomment Iar nad Budkoi Jeleznoi Dorohi.

Institutul Geologic al României

d'argile loessoïde et de loess, épaisse de plus de 10 m et s'élèvant de 60 à 80 m au-dessus du Dniester; cette succession est dépourvue de sols fossiles. Le ravin longe la route qui relie Naslavcea à Verejani. A des profondeurs diverses et en divers endroits du ravin, nous avons trouvé *in situ* de nombreux restes d'*Elephas primigenius* BLUM. et de grands Boeufs, des Chevaux et des Cerfs pléistocènes. Nous avons recueilli par terre, outre divers os appartenant à la même faune, aussi quelques silex paléolithiques parmi lesquels nous signalerons tout particulièrement l'instrument reproduit dans la fig. 17, sous le n° 1. C'est un grand racloir moustérien, présentant une retouche qui s'explique probablement plutôt par le travail fourni par l'instrument que par une intention quelconque. La retouche ressemble à celle notée dans le mobilier moustérien de Molodova (24), dont notre pièce se rapproche par l'ensemble de ses caractères morphologiques, bien qu'en diffère par sa patine gris-bleu. Il n'est pas exclu que les silex provenant des deux points en question appartiennent au même Moustérien supérieur.

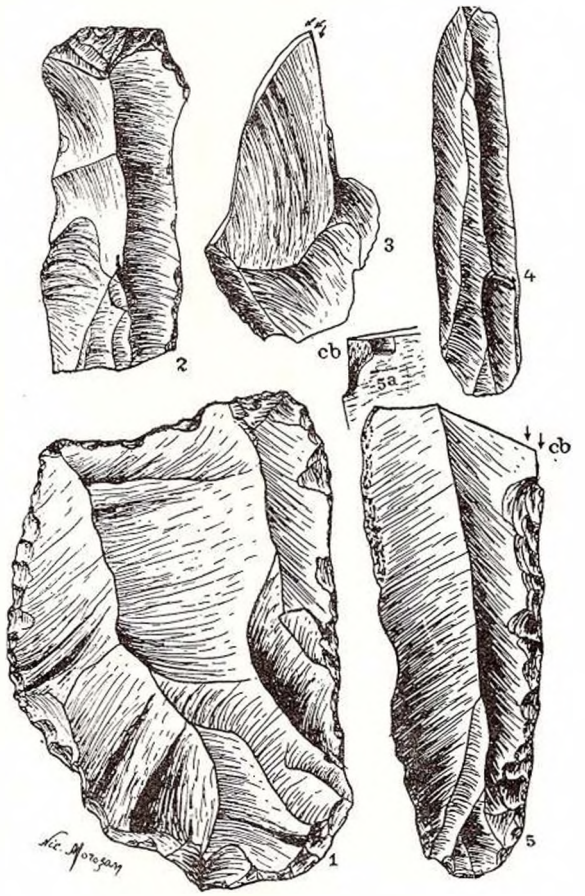


Fig. 17. — Silex paléolithiques de Naslavcea. Deux tiers de la grandeur naturelle.

1, racloir moustérien de U-Budki; 2—5, outillage de l'Aurignacien supérieur du jardin de N Peticari.

La présence d'une pareille pièce dans les dépôts pléistocènes de Naslavcea présente une grande importance, parce qu'elle démontre l'existence de l'industrie moustérienne dans un nouvel endroit sur le Dniester et nous agrandit l'aire de la distribution géographique de cette industrie sur le territoire NE de la Roumanie.

Institutul Geologic al României

Industrie paléolithique supérieure. a) L'industrie aurignacienne est bien représentée dans les dépôts l'oessoïdes du jardin de N. Gr. Peticari (fig. 17, nos 2 — 5). Nous y avons trouvé, dans une couche de loess assez typique, qui s'élève à environ 8 m au-dessus du Dniester, de nombreux os de Mammouth, divers produits paléolithiques, des traces de cendre et un dallage d'environ un mètre carré aménagé par l'Homme diluvial. Cette trouvaille dénote que le matériel paléontologique-archéologique n'a subi aucun déplacement. Le dépôt de 2 m d'épaisseur qui succède au matériel précédent est formé d'argile loessoïde, dans laquelle s'interposent des couches composées, en grande, partie de fragments de schistes siluriens, de 2 à 4 cm d'épaisseur ceux-ci ont roulé du haut de la pente qui est constituée par des couches siluriennes. Il s'agit de formations comparables aux couches de gravier dont nous avons constaté la présence même dans le loess typique de plusieurs points paléolithiques, p. ex. à Voloșcovo, Cormani, Molodova, In Ponoară Cuconești, etc. Le matériel paléolithique provenant d'ici, lames, grattoirs, burins, morceaux d'ocre, etc., appartient à l'Aurignacien supérieur.

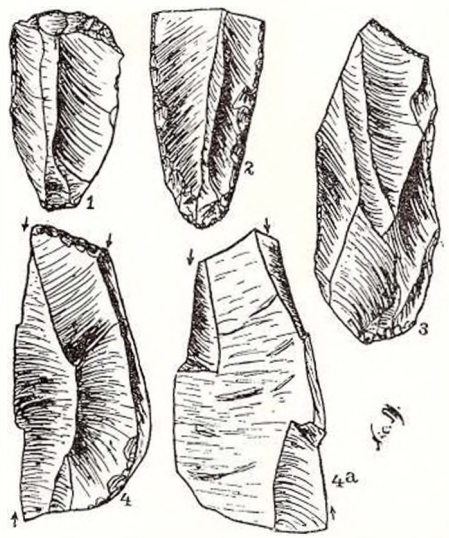


Fig. 18. — Outillage magdalénien du jardin d'Abujag-Naslavcea. Silex. Deux tiers de la grandeur naturelle.

Il résulte de nos recherches qu'au Post-Aurignacien supérieur, le loess typique qui se déposait, sur certaines parties de la pente était lavé et remanié, ce qui a provoqué la formation de plusieurs couches contenant des fragments de schistes siluriens, ou bien d'autres endroits de gravier ou de cailloutis.

b) En ce qui concerne le matériel provenant des deux autres points paléolithiques voisins, situés sur la pente droite du ravin (G. Muzicant et P. Abujag), nous inclinons à l'attribuer à l'époque magdalénienne (fig.18).

Aux schistes siluriens épais de 6 m au-dessus du Dniester, se superposent les graviers de terrasse mesurant 0,50 à 1 m, d'importance[1]).

[1]) 600 m plus loin, à Nemețca Crucea, nous avons trouvé dans les formations de la même terrasse, mais un peu plus développées, puisqu'elles mesurent 1 à 3 m d'épaisseur, *Elephas primigenius* Blum. (plusieurs molaires), *Bos* sp., *Equus caballus fossilis* Cuv., *Cervus* sp. et *Unio* sp.

Institutul Geologic al României

A ces graviers succèdent des formations loessoïdes de 2,50 m d'épaisseur, qui renferment des poches ou zones de sable et des esquilles de schistes siluriens ou des graviers crétacés ; on y trouve parfois aussi des blocs de roches tertiaires. On ne remarque dans ces formations loessoïdes que de rares silex paléolithiques. Le loess de 3,50 m d'épaisseur qui leur succède, contient *Helix hispida*, *Succinea oblonga*, de petites poupées de loess, de rares cailloux isolés, des restes de grands Mammifères, *Elephas primigenius*, *Equus* sp. et *Bos* sp.: aussi des fragments d'os, de nombreux éclats paléolithiques, quelques rares instruments (lames, grattoirs, burins, etc.) et plusieurs silex altérés par le feu [1]).

Ici le loess typique n'est donc plus recouvert par les formations loessoïdes et il est dépourvu, en même temps, de sols fossiles ou de couches de gravier; en revanche, il contient des restes paléolithiques et des restes de faune appartenant au Pléistocène supérieur.

LE PLÉISTOCÈNE ET LE PALÉOLITHIQUE DE RĂSPOPINȚI

Le ravin de Hlubokii-Iar, long d'environ 2 km, s'étend au SE de Răspopinți, à peu près de l'W à l'E vers le Dniester, entre les villages de Vasi-

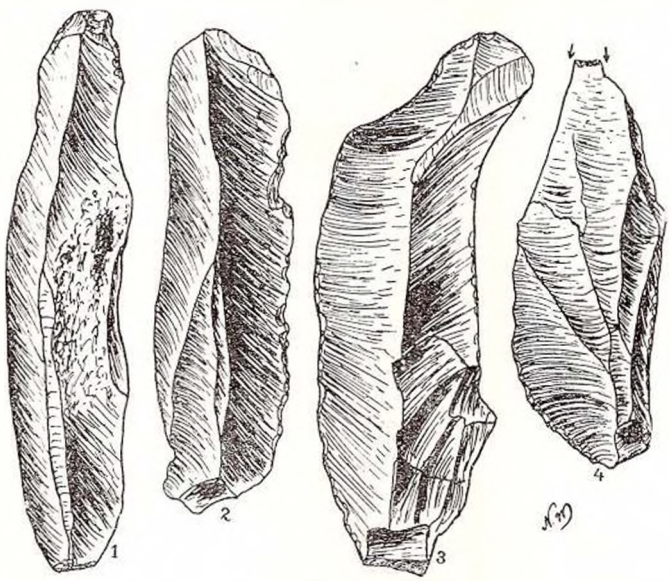


Fig. 19. — Aurignacien supérieur de Hlibochi-Iar-Răspopinți.
Silex. Deux tiers de la grandeur naturelle.

leuți (amont) et de Voloșcovo (aval). A l'extrémité supérieure du ravin, dans sa branche gauche du côté de Răspopinți, on observe la succession suivante:

[1]) Consulter à ce sujet l'étude publiée par R. DOIZE et N. MOROȘAN (67).

Institutul Geologic al României

a) 0,40 m de sol végétal;

b) 2,20 m d'argile loessoïde de loess remanié (?), jaune foncé;

c) 0,85 m de sol fossile supérieur brun foncé;

d) 3,50 m de loess typique jaune clair, dans lequel nous avons trouvé une défense de Mammouth fortement altérée et détériorée;

e) 0,30 m de sol fossile moyen jaune foncé, contenant *Elephas primigenius* BLUM. (plusieurs molaires), *Equus caballus fossilis* CUV., ainsi que des silex paléolithiques. On observe par endroits la présence de menu gravier;

f) 0,80 m de loess typique jaune clair;

g) 0,50 m de sol fossile inférieur jaune foncé;

h) 1 m de loess typique jaune;

i) 1—2 m d'argile mélangée avec du gravier lavé (à disposition lenticulaire) provenant de la terrasse de 85 m;

k) Du calcaire sarmatien qui s'élève à environ 80 m au-dessus du Dniester.

En dehors de la faune pléistocène, on trouve dans le sol fossile II, par conséquent à environ 7 m de profondeur, des silex appartenant au Paléolithique supérieur: de nombreux éclats, des nucléi, lames et burins (simple ordinaire et double-latéral), un broyeur en grès, un lissoir (?), etc. On rencontre ce genre d'objets moins fréquemment dans les formations supérieures à ce sol fossile. Au point de vue morphologique, le mobilier appartient plutôt à l'Aurignacien supérieur qu'à l'Aurignacien moyen. Ce point présente assurément une certaine importance, aussi en raison de la hauteur, peu ordinaire pour l'industrie aurignacienne, de ce gisement (fig. 19) au-dessus du Dniester.

LE PLÉISTOCÈNE ET LE PALÉOLITHIQUE DE NEPOROTOVA

N. FLOROV (79) relate avoir trouvé dans un ravin de Neporotova, dans l'étage moyen du loess, c'est-à-dire dans le loess inferieur au premier sol fossile, des restes de Mammouth, *Bos primigenius*, etc., accompagnés de fragments de silex qu'il attribue à l'Aurignacien. Cette note est la première constatation qui ait été faite relativement à la présence de vrais produits paléolithiques dans la région comprise entre le Prut et le Dniester.

En 1928, le village de Neporotova a fait l'objet d'une nouvelle étude, cette fois-ci de la part de I. G. BOTEZ, dont les recherches préhistoriques, d'après ce qu'il nous a dit, ont plus particulièrement porté sur la région du monastère de Galița; cette région diffère du point de vue paléolithique et du Quaternaire de celle mentionnée ci-dessus.

En ce qui nous concerne, nos recherches se sont surtout étendues sur le ravin cité par N. FLOROV [1]), ravin connu sous le nom de Iar-Pid-Vinograd-

[1]) Grâce à l'intervention de N. FLOROV et A. CARDAȘ de l'Université de Iassy une partie de ce ravin est actuellement classée comme Parc National (fasc. 2 et 3, pages 3—14, du *Bulletin du Musée des Sciences Naturelles de Chișinău*). Depuis son expropriation par l'État, ce ravin s'appelle aussi Cazionii Iar, soit Ravin de l'État. Il est également connu sous le nom de Ripcina.

Institutul Geologic al României

nicom, où nous avons recueilli quelques nouvelles données complémentaires. Le ravin commence un peu plus au N, soit à environ 200 mètres, de la route reliant Mihalkova à Neporotova. Long à peu près d'un kilomètre, le ravin est orienté du SE au NW.

La succession des dépôts quaternaires, à l'extrémité supérieure du ravin de Iar-Pid-Vinogradnicom, est la suivante:

a) 0,40 m de sol végétal;

b) 0,60 m de loess jaune foncé;

c) 0,30 m de loess jaune clair qui nous a fourni un morceau de molaire de Mammouth;

d) 0,40 m de loess café-chocolat (sol fossile supérieur);

e) 0,50 m d'argile loessoïde dont l'horizon supérieur surtout contient beaucoup de cendre et de charbons végétaux;

f) 1,50 m d'argile à intercalations de menu gravier de terrasse;

g) 1 m de gravier de la terrasse de 90 à 100 m, composée de menu et de gros gravier carpatique, avec des blocs de calcaire tertiaire.

A 15 ou 20 mètres plus bas, l'aspect de la coupe change. Les dépôts de loess qui se superposent au sol fossile supérieur s'épaississent et, au-dessous de celui-ci apparaît un loess jaune de 2 m d'épaisseur renfermant *Rhinoceros tichorhinus*, des restes de Mammouth et quelques rares silex. Vient ensuite une couche de sol fossile inférieur de 0,75 m, recélant *Elephas primigenius* Blum., *Cervus* cf. *megaceros*, quelques silex paléolithiques ainsi que des cendres et des charbons végétaux. A ce sol fossile inférieur succèdent de l'argile loessoïde, de l'argile et tout à fait en bas des graviers de terrasse.

A mesure qu'on s'éloigne de ce point, la coupe varie davantage. Les seuls sols fossiles qu'on rencontre semblent être ceux situés à l'extrémité supérieure du ravin, quoique l'on observe par la suite des couches de loess beaucoup plus typique. Si nous en jugeons d'après la stratigraphie établie et sommairement enregistrée ici, les deux couches de sols fossiles se rapprocheraient l'une de l'autre dans la partie supérieure du ravin, au point de se fondre en une seule. A l'extrémité dirigée vers le Dniester par contre, les deux couches de sols fossiles s'écartent l'une de l'autre et finissent par disparaître.

Voici la faune que nous y avons rencontrée: *Elephas primigenius* Blum. (molaires, défenses et os), *Bos primigenius* Boj., *Bos* sp. (radius et autres os), *Rhinoceros tichorhinus* Cuv. (molaires supérieures et un tibia), *Cervus tarandus* Lin. (la moitié inférieure d'un bois), *Cervus* cf. *megaceros* (un morceau de bois), quelques rares Gastéropodes de loess.

La cendre et les fragments de charbons abondent également.

La forte quantité de cendre que nous y avons trouvée et l'espace considérable qu'elle occupe nous incitent à supposer qu'il s'agit là des traces d'un incendie provoqué par l'Homme diluvial.

Institutul Geologic al României

Les deux premiers représentants de la faune de cet endroit ont été observés aussi par N. FLOROV. Le radius d'un grand Bovidé présente plusieurs raies parallèles très nettes, produites par une lame tranchante.

Quant aux silex paléolithiques, ils ne se trouvent pas seulement dans le loess moyen, comme N. FLOROV le mentionne (79) ; mais aussi dans la couche sousjacente, c'est-à-dire dans le second sol fossile. Les silex, rencontrés d'ailleurs fort rarement, ne sont pas atribuables à une époque déterminée (fig. 20).

Outre quelques éclats et deux nucléi, nous avons aussi recueilli quelques morceaux de lames et un galet de grès qui semble avoir été utilisé comme broyeur.

La faune et le facies technique de ces pièces rappellent le Paléolithique supérieur.

Etant donné le mobilier dont nous disposons, nous ne saurions affirmer

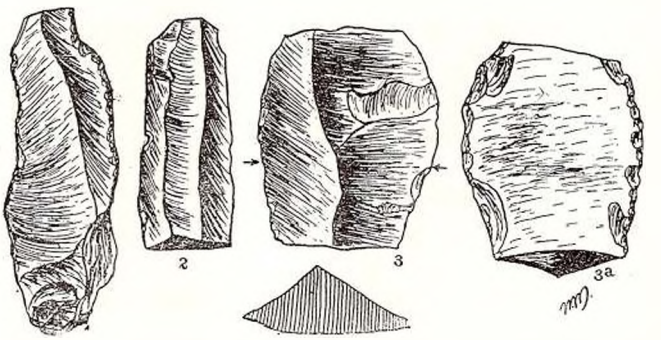


Fig. 20. — Silex du Paléolithique supérieur (Aurignacien ?) de Neporotova. Deux tiers de la grandeur naturelle.

si tous les silex de tous les horizons appartiennent à une seule époque, par exemple à l'Aurignacien, ou à deux époques différentes, par exemple à l'Aurignacien et au Magdalénien.

L'hypothèse émise par N. FLOROV [1]) que la culture aurignacienne en Bessarabie serait liée à l'avant-dernier étage de loess et non pas au dernier, comme dans l'W de l'Europe, et que l'Homme aurignacien aurait passé de l'E de l'Eurasie vers l'W, ne nous semble pas justifiée.

Les silex découverts à Neporotova ne sauraient en effet être plus anciens que l'Aurignacien. Comme, dans sa chronologie des dépôts quaternaires de Bessarabie (77), N. FLOROV rapporte à la période glaciaire du Würm un seul étage de loess, dans l'espèce le dernier et attribue l'étage moyen de loess au Post-Riss, il s'en ensuit que le passage de l'Homme aurignacien dans ces lieux se serait produit durant le période Post-Riss. Or, les recher-

[1]) N. FLOROV, l'o. c. pp. 85, 86.

Institutul Geologic al României

ches récentes effectuées sur le Prut et le Dniester ayant établi un rapport entre les industries paléolithiques et les terrasses des rivières, il en résulte qu'en Moldavie et dans l'Europe orientale les époques paléolithiques se sont succédé dans le même ordre et se sont produites strictement durant les mêmes périodes géologiques qu'en Europe occidentale, ce qui prouve qu'en Europe orientale l'émigration aurignacienne a eu lieu aussi de l'W à l'E, comme dans toute l'Europe.

Dès 1912 d'ailleurs, H. BREUIL (40) a émis sa théorie sur l'origine africaine de l'Homme aurignacien et sur sa migration de l'W de l'Europe à l'E. Aujourd'hui encore cette théorie reste non seulement entièrement debout, mais nos propres recherches viennent la corroborer en lui apportant de nouvelles preuves à l'appui.

Etant donné les rapports du loess et des sols fossiles dans le ravin de Iar Pid Vinogradnicom, dont l'âge est défini par la faune et l'industrie découvertes, avec le loess et les sols fossiles d'autres points de la région de Neporotova, particulièrement ceux rencontrés dans la terrasse moyenne de la glaisière d'U-Toloki-Pid-Cladbișcem [1]), dans la fosse de fontaine dans la cour du nommé VAS. ST. TCACI [2]), ainsi qu'avec le loess et les sols fossiles de la terrasse inférieure (la fosse de fontaine du nommé TH. CRASNOZEI [3]), il résulte que la majeure partie du loess de toutes les terrasses s'est déposée au Pléistocène supérieur [4]), que les loess soient typiques ou non, qu'ils contiennent des sols fossiles ou n'en contiennent pas.

Dans le présent cas il est bien plus aléatoire d'établir la stratigraphie et la chronologie du Pléistocène en partant de l'observation des sols fossiles, que de s'en tenir aux données paléontologiques et aux données de l'industrie de l'Homme primitif.

Le critérium des sols enfouis, considéré naguère comme satisfaisant, est aujourd'hui presque entièrement abandonné même par ses partisans d'autrefois.

[1]) On distingue nettement, dans les dépôts de loess pur, 2 sols fossiles d'un mètre d'importance chacun, séparés par un loess jaune clair de 2 m, qui renferme une bande de 0,40 m d'épaisseur de teinte un peu plus foncée (subhorizon de sol fossile ?).

[2]) Le sondage pratiqué ici a dépassé 30 m de profondeur sans avoir atteint de l'eau ou du gravier, de sorte que le creusage de la fontaine a finalement été abandonné. Le seul sol fossile qu'on ait rencontré—sol brun foncé, presque noir, de 2,50 m d'épaisseur—s'interpose dans le loess typique à plus de 8 m de profondeur. Nous croyons que ce sondage a été effectué sur la pente de la terrasse ou même un peu plus bas.

[3]) Le sol fossile de 0,40 m d'épaisseur se trouve à 4,50 m de profondeur. Le sol végétal y est à 14 m d'altitude relative, le niveau du Dniester à 73 — 75 m d'altitude absolue.

[4]) Le point de Iar-Pid-Vinogradnicom contient, comme nous l'avons déjà dit, la faune froide appartenant au Pléistocène supérieur et des produits du Paléolithique supérieur.

Institutul Geologic al României

LE PLÉISTOCÈNE ET LE PALÉOLITHIQUE DE CORMANI

Le Paléolithique de Cormani, (départ. de Hotin, v. la carte), a fait l'objet d'études de la part de C. AMBROJEVICI (4, 5 [1]) et 6) et de I. G. BOTEZ (24).

Le premier relate avoir découvert en 1926 des produits des industries micoquienne et aurignacienne, sans toutefois indiquer les points où il les a trouvés [2]). Dans sa seconde étude sur Cormani, datant de 1930, il mentionne l'existence de 3 points paléolithiques: Dilnica, Tomina et Na-Krestah (La Cruce) et de deux industries: l'acheuléenne et l'aurignacienne (6). Rien qu'à voir la douzaine de pièces lithiques figurant dans la dernière publication de cet auteur, dans laquelle il précise cette fois-ci leur provenance, on peut en conclure à l'existence d'une belle industrie. Il est néanmoins assez difficile au lecteur de se faire une idée claire de l'ensemble, de l'importance et du caractère spécifique de l'industrie de Cormani, parce que les quelques indications plus précises sur certaines pièces de cet endroit sont éparpillées dans son ouvrage et que même ces données sont incomplètes.

I. G. BOTEZ (24, pages 54—62) étudie uniquement le Paléolithique du point d'U-Mlinov, où il a procédé à des fouilles en 1930 et 1931. Il résulte de ses recherches que U-Mlinov et Dilnița (voir plus haut Dilnica) ne forment qu'un seul et même point.

Nous avons publié dans une note (143) une partie de nos observations faites ces dernières années sur les dépôts quaternaires de Cormani.

Les 3 points paléolithiques cités par les auteurs se trouvent au SW de Cormani et en amont sur le Dniester, c'est-à-dire entre Cormani et Molodova (v. la carte). Grâce à leurs coupes naturelles, les ravins d'U-Mlinov, dont les thalwegs ont atteint les graviers de la terrasse, présentent un intérêt particulier au point de vue stratigraphique.

La terrasse, composée d'éléments peu roulés et en majeure partie autochtones, ne dépasse généralement pas 5,50 m au-dessus du niveau normal du Dniester. En fait de faune, nous avons trouvé, *Equus caballus fossilis* CUV., *Bos* sp. et *Elephas primigenius* BLUM. (un morceau de molaire roulée). A cette terrasse se superposent des dépôts de sable presque pur, de 3 à 6 m d'épaisseur, auxquels succèdent les formations loessoïdes de 6 à 10 m, tres sableuses dans les horizons inférieurs; ces formations deviennent à la partie supérieure presque du loess typique. On observe toutefois, même ici, plusieurs intercalations plus sableuses ou même du sable pur, qui vont en s'amin-

[1]) L'ouvrage « Der paläolitische Mensch in Bessarabien », paru sans date mais publié probablement en 1927, est une traduction de la même étude publiée en roumain, mais avec quelques petites modifications en plus.

[2]) Nous avons relevé (143) dans ses publications (4 et 5) quelques contradictions ur la provenance de mêmes pièces.

Institutul Geologic al României

cissant vers le débouché du ravin (2 à 5 cm d'épaisseur) et sont disposées d'une façon régulière. A l'autre bout, par contre, ces couches s'épaississent graduellement, leur disposition devient moins régulière, et leur nombre décroît on remarque aussi que leur teneur en gravier et même en blocs augmente sensiblement, tandis que la quantité de loess diminue. En même temps, une légère déclivité se manifeste à l'extrémité tournée vers le Dniester.

Cet état de choses s'explique par le fait que, les dépôts antérieurs au Quaternaire (siluriens-tertiaires) ayant été creusés par le Dniester sous un angle de 40° à 70° [1]), la partie érodée a été remplacée au Pléistocène supérieur par des dépôts microdétritiques, particulièrement éoliens. Les cailloux (esquilles de schistes siluriens) et même les blocs roulaient facilement au bas des pentes qui s'élèvent parfois brusquement à plus de 100 mètres de hauteur. Il en va de même pour le sable, qui a pu cependant tout aussi bien être apporté d'autres endroits par le vent, par exemple d'U-Schleaha [2]) et de V-Piscah (terme qui signifie « dans les sablières »), où les sables atteignent jusqu'à 10 ou 15 m d'importance et une altitude relative de 18—20 m.

Aux éléments de loess, qui se déposaient ici normalement, venaient se joindre aussi d'autres éléments (de loess, de gravier etc.), lavés, roulés ou apportés par le vent, phénomènes d'ordre plutôt local. C'est ainsi qu'ont pris naissance des dépots de loess peu typiques et à stratification complexe et variée.

Le loess provenant des autres terrasses plus élevées [3]) est par contre presque typique et contient de rares éléments étrangers (sable, gravier etc.).

On distingue deux horizons archéologiques dans les berges abruptes du ravin d'U-Mlinov. L'horizon inférieur, enfoui à 4,50 m, est séparé de l'horizon supérieur par un loess sableux de 1 m d'épaisseur.

Le point paléolithique Tomina appartient à la terrasse supérieure de 90 à 100 m. La région s'étend jusqu'à environ 300 m du premier point. On rencontre dans les ravins de ces parages de rares silex paléolithiques. Le principal matériel décrit par C. AMBROJEVICI provient toutefois fort probablement de fouilles pratiquées ici, et dont on observe encore les traces.

La région dénommée Na-Krestah, encore plus élevée que la précédente, s'étend presque sur le plateau. Nous n'avons rencontré aucun silex au point dit Na-Krestah, que C. AMBROJEVICI se borne à désigner comme paléolithique (6, page 18).

Sur les industries dites, micoquienne, moustérienne, préaurignacienne et acheuléenne. Déjà dans ses premiers ouvrages, C. AMBROJEVICI (4 et 5) signale la présence de l'industrie micoquienne à Cormani. Dans une note

[1]) Les rives escarpées et hautes donnent par endroits l'impression de canons.

[2]) Contient *Elephas* sp.

[3]) Nous avons recueilli, dans les graviers de la terrasse de 25—30 m du ravin d'Iar-Podhorodcic, plusieurs molaires d'*Elephas primigenius* BLUM.

Institutul Geologic al României

publiée au 1931 (143), nous avons analysé le problème du Micoquien sous tous ses aspects.

Nous avons démontré que les quelques pièces qu'il attribue au Micoquien sont précisément les silex les plus primitifs et les moins réussis, choisis parmi les nombreuses pièces aurignaciennes découvertes à Cormani, lesquelles proviennent de la même couche archéologique. G. POLANSKY est du même avis (183)[1]).

C. AMBROJEVICI adopte la théorie de O. HAUSER, faisant du Micoquien une époque distincte dans la chronologie du Paléolithique. D'après lui, le Micoquien se trouve entre le Moustérien et l'Aurignacien; il affirme même que « la culture micoquienne est l'oeuvre d'une race primitive particulière; on ne doit la confondre ni avec l'Acheuléen, ni avec le Moustérien » (4, pages 73 et 74; vois aussi, 143 et 143).

La direction de la « Wiener Prähistorische Zeitschrift », à laquelle AMBROJEVICI avait soumis le manuscrit où il employait le terme de « Micoquien », lui demanda de modifier ce dernier, considérant que le Micoquien de HAUSER constituait une création artificielle que rien ne justifiait. Se conformant à ce désir, AMBROJEVICI proposa, dans l'article qui parut dans la revue viennoise (6), de remplacer « Micoquien » par « Moustérien » ou « Préaurignacien ». Etant donné les « Faustkeilfunden » cités par l'auteur, la rédaction préféra adopter le terme français « Acheuléen » (193).

Nous déduisons de tout ceci que C. AMBROJEVICI renonce à la spécification et à l'individualisation du Micoquien, le considérant désormais comme appartenant au Moustérien ou au Préaurignacien. Voilà pourquoi les quelques silex qu'il mentionne ne sont pas qualifiés uniquement de micoquiens, mais aussi de moustériens, préaurignaciens et acheuléens [2]).

L'industrie du Paléolithique supérieur de Cormani. Les silex de Cormani figurant dans le dernier ouvrage de C. AMBROJEVICI (6) proviennent de deux points seulement: de Dilnița (5 silex) et de Tomina (8 silex). La plupart de ces pièces sont des lames ou fragments de lames plus ou moins retouchés, de formes et dimensions diverses; les autres, au nombre de trois, représentent des burins. Le mobilier lithique découvert par C. AMBROJEVICI à Cormani contient sans aucun doute aussi beaucoup d'autres pièces; mais, tout comme dans le cas de Chișla-Nedjimova l'auteur a probablement été mal guidé dans son choix; en effet, les objets reproduits dans son ouvrage ne permettent guère une idée claire sur ce mobilier, attribué à l'Aurignacien.

[1]) L'auteur nous a envoyé son ouvrage après la publication de notre étude sur la question du Micoquien (1931).

[2]) La même conclusion s'applique au Paléolithique de Chișla-Nedjimova enregistré par C. AMBROJEVICI. Cette station est également située sur le Dniester, mais un peu en amont, dans le voisinage de Hotin (4, 5 et 6).

Institutul Geologic al României

Nous mentionnerons enfin la découverte, à Dilnița, de quelques coquilles de *Pectunculus pilosus* L., employées comme pendeloques et, à Tomina, celle d'un pendeloque de 9 cm de longueur confectionné en pierre.

D'après la description donnée (o. c., p. 39), cette dernière pièce semble des plus intéressantes; aussi regrettons-nous de ne l'y voir pas reproduite. A en juger d'après ses indications, ce pendeloque serait une représentation primitive de phallus (« eine primitive Phallusdarstellung »).

Quand aux quelques lames et burins (burins ordinaires, burins d'angle) que nous avons personnellement recueillis dans le Quaternaire de Cormani. ces non plus ne peuvent contribuer à préciser l'époque dont cette industrie fait partie.

Seule la collection de I. G. Botez, provenant des fouilles d'U-Mlinov peut rendre une image exacte du Paléolithique de Cormani.

Pour ne pas répéter ce que I. G. Botez a déjà dit (24), nous nous bornerons à enregistrer la caractéristique du mobilier de cette station et à en préciser l'âge.

Les pièces que l'on trouve d'habitude dans tout mobilier du Paléolithique supérieur, comme par exemple les nucléi, éclats etc., présentent des contours géométriques assez réguliers et des traces de retouches pratiquées intentionnellement, ou produites par le travail auquel les instruments ont été soumis. Parmi les objets découverts à Cormani, surtout des lames aux formes et dimensions variées, nous remarquons un fort joli couteau-poignard (l'o. c., fig. 26, n° 5) et quelques lames à coche unique ou à double coche (id., fig. 25).

Les burins abondent. Certains, combinés avec un grattoir, donnent un burin-grattoir. On observe assez fréquemment des burins sur lame ou sur fragment de lame. A en juger d'après leur partie tranchante ou pointue, ces instruments, pourraient bien représenter des burins en bec de flûte ou des burins busqués. Les burins d'angle isolé, les burins doubles ou même triples et les burins de Noailles sont beaucoup plus fréquants.

Les grattoirs sont également assez nombreux, qu'il s'agisse de grattoirs sur bout de lame ou, le plus souvent, de grattoirs courts, simples ou doubles.

Nous signalerons aussi les pointes de la Gravette, particulièrement intéressantes tant au point de vue de la fréquence et de la variété des dimensions, qu'à celui de leur morphologie. En ce qui concerne cette dernière, nous mentionnerons surtout la pièce de la fig. 27, n° 10, (l'o.c), allongée, svelte, aux deux bords retouchés sur presque toute leur longueur, et pourvue d'une pointe médiane fine. Méritent également d'être signalées les pointes pourvues d'une retouche alternative sur les deux faces (par exemple celles de la fig. 27, nos 9 et 11, et quelques pièces de la pl. II) et celles qui en dehors de la retouche dorsale, présentent une retouche aussi sur leur face ventrale, limitée aux extrémités (par exemple celles de la fig. 27, nos 12 et 23); on

Institutul Geologic al României

a pu observer cette retouche aussi sur certaines pièces de Ripiceni. L'intérêt qui s'attache à ces pièces s'accroît si on leur adjoint les deux ou trois pointes à cran atypique, dont l'une figure sur la planche II, rangée du milieu, à droite. La technique et la morphologie assez particulières, impriment à ce mobilier un caractére à part en faisant ressortir la retouche assez plate, allongée et inclinée, dite retouche solutréenoïde, qu'on observe aussi sur quelques autres silex. La retouche des autres pièces est de technique aurignacienne.

Ce mobilier lithique est accompagné de quelques outils en os, tels que poinçons et spatules (24, pages 28 et 29). Certaines parmi ces dernières ont pu servir de lissoirs. On observe du reste sur quelques-unes des traces de dissolution osseuse.

Cet horizon nous a fourni aussi une omoplate de Mammouth présentant des traces intéressantes de dissolution osseuse. Les rainures, assez profondes, donnent l'impression qu'on a affaire à une gravure paléolithique représentant un renne à cinq pieds et trois bois fortement ramifiées.

Quant à l'âge du mobilier provenant de la couche archéologique inférieure, nous constatons qu'à eux seuls, lames, burins et grattoirs, indiquent qu'il s'agit de l'étage supérieur de l'Aurignacien. Les nombreuses pointes de la Gravette prouvent que le principe de cette technique était bien connu, et les pointes à cran précisent le degré atteint à cette époque par l'évolution de la technique paléolithique. Au point de vue typologique, l'industrie de l'horizon inférieur du point d'U-Mlinov appartient donc à l'Aurignacien supérieur type de La Font-Robert, époque souvent dénommée protosolutréenne. En ce qui touche le synchronisme, cette industrie pourrait bien correspondre au Solutréen inférieur de France [1]).

Ainsi qu'on peut le déduire de l'évolution de la technique paléolithique, l'industrie d'U-Mlinov s'interpose entre les deux industries suivantes de Ripiceni: l'industrie de la III-e couche, aurignacienne, du type pointes de la Gravette et l'industrie de la V-e couche (Solutréen inférieur). Quant à l'époque, étant donné le faible éloignement entre ces deux stations, elle correspond probablement à celle du dépôt de la quatrième couche stérile de la station sur le Prut.

En ce qui concerne l'affinité du Protosolutréen de Cormani avec les industries de Predmost et de Willendorf, elle saute aux yeux; I. G. Botez le fait très judicieusement remarquer dans son ouvrage.

Nous signalerons à ce propos, qu'on a également découvert dans le dépôt archéologique de Cormani un morceau d'humérus droit, le seul débris humain contemporain de l'industrie décrite, et en même temps le premier reste de squelette paléolithique découvert en Roumanie extracarpatique.

[1]) Voir à ce sujet plus loin, la partie synthétique.

Institutul Geologic al României

L'horizon supérieur d'U-Mlinov contient à peine quelques burins, lames et grattoirs, habituels au Paléolithique supérieur. L'industrie de cette couche appartient, selon I. G. Botez, à l'Aurignacien final (24, p. 62).

Etant donné le mobilier tellement riche et varié de l'horizon subjacent, nous croyons que I. G. Botez a attribué cette industrie à l'Aurignacien final uniquement par voie de déduction, car on ne distingue aucune pièce susceptible de caractériser un étage quelconque du Paléolithique supérieur. Il est néanmoins probable que l'auteur ne fait pas fausse route, puisqu'au point de vue archéologique il a été bien établi que la couche sousjacente appartient à l'Aurignacien supérieur type de La Font-Robert.

LE PLÉISTOCÈNE, LE MOUSTÉRIEN ET LE PALÉOLITHIQUE SUPÉRIEUR DE MOLODOVA

C'est en 1927 que nous entreprîmes, de concert avec I. G. Botez, une première reconnaissance sommaire du Quaternaire à Molodova. En 1928, nous découvrîmes ensemble, dans les dépôts du point de Bailowa-Rypa, à 8,50 m de profondeur, les premiers produits lithiques moustériens et la faune qui les accompagne (un crâne de Mammouth, etc.). C'est alors que nous procédâmes aux premières fouilles, recueillant à cette occasion du matériel paléolithique dans le loess et ramassant par terre quelques silex du Paléolithique supérieur. Les années suivantes, en 1930 et 1931, I. G. Botez parvint à découvrir successivement trois horizons du Paléolithique supérieur, dénommés horizon inférieur, horizon moyen et horizon supérieur, et qui se trouvent respectivement à 6,40 m, 2—4 m et 1,50 m de profondeur.

Les dépôts microdétritiques, renfermant le matériel archéologique de Bailowa-Rypa, surmontent des graviers de terrasse qui s'élèvent de 10 à 12 m au-dessus du niveau normal du Dniester [1]); on se trouve ici à environ 200 m de distance du lit du fleuve. La couche paléontologique moustérienne, de 0,75 m d'épaisseur, repose directement sur le gravier; elle se trouve dans un dépôt de sable de 2 m d'épaisseur, particulièrement fin par endroits, et légèrement cimenté par l'argile.

La manière de se présenter des os d'*Elephas primigenius* et des produits archéologiques, donne à croire qu'il s'agit d'objets *in situ*, sauf pour certaines pièces qui semblent avoir subi des déplacements. La couche de cailloutis qui s'interpose dans certains endroits, et recouvre la couche paléontologique, dénote que des phénomènes physiques (p. ex. pluies torrentielles) se sont produits postérieurement au Moustérien, provoquant le glissement

[1]) Dans son ouvrage (24, p. 20), I. G. Botez attribue à ces graviers une altitude de 4 à 5 m, estimant qu'ils sont un peu moins hauts que ceux de Cormani, alors qu'en réalité c'est juste le contraire.

Institutul Geologic al României

et l'éboulement du cailloutis du haut de la pente jusque dans la vallée; ici, il s'est déposé en une couche relativement continue de 15 à 20 cm d'épaisseur, supportant même des formations lentiformes susceptibles d'atteindre 0,75 m d'épaisseur. De pareils phénomènes se sont répétés plusieurs fois. Dans la suite a eu lieu le dépôt de loess typique, d'environ 6 m d'épaisseur, qu'une nouvelle couche de cailloutis divise en deux horizons.

La stratification est plus simple dans la berge gauche du ravin; ni l'horizon moustérien, ni les horizons inférieur et moyen du Paléolithique supérieur, n'y sont pas représentés. Quant à l'horizon supérieur, il se trouve dans une couche de sol fossile de 0,70 m d'épaisseur, couche qui semble faire défaut dans la berge droite. On constate ici aussi, dans les dépôts microdétritiques, des traces de petits glissements en masse vers le fleuve.

La faune de Bailowa-Rypa contient de nombreux spécimens d'*Elephas primigenius* BLUM., seul représentant des Mammifères dans la couche moustérienne. On le retrouve d'ailleurs aussi dans les couches du Paléolithique supérieur, qui renferment en outre, *Rhinoceros tichorhinus* CUV., *Equus caballus* LIN., *Bos primigenius* BOJ., *Bison priscus* H. v. MEYER, *Cervus tarandus* LIN., *Cervus elaphus* LIN., *Cervus alces* LIN., *Cervus capreolus* LIN., *Capra ibex* LIN., *Arctomys* sp., *Lepus* sp., *Arvicola amphibius* DESM., *Canis vulpes* LIN [1]).

Nous avons découvert, dans le loess du jardin appartenant au nommé P. SLIVCA, *Elephas primigenius* BLUM. (2 à 3 individus), *Equus caballus*, *Cervus* (*tarandus*?) et plusieurs silex du Paléolithique supérieur. A Iar-Pozadi-Tserkvi, nous avons extrait du loess des os de mammouth et de *Cervus elaphus* LIN., ainsi que des pièces moustériennes en silex et en grès (fig. 21).

Industrie de Bailowa-Rypa. Industrie moustérienne. A part les éclats, l'industrie moustérienne est représentée par quelques jolis racloirs, des pointes moustériennes et deux disques qui, en raison de leurs dimensions réduites et de l'impossibilité d'en détacher de nouveaux eclats, étaient utilisés comme grattoirs (racloirs) discoïdaux. Il sied de mentionner encore quelques percuteurs et diverses autres pièces en silex ou en grès [2]). Les pièces bifaces font défaut. Cet ensemble et plus particulièrement les pointes et les racloirs, indiquent sans aucun doute possible que cette industrie appartient au Moustérien supérieur classique. Les contours géométriques généraux de quelques-uns de ces racloirs, les rapprochent des pièces du type Abri-Audit,

[1]) I. G. BOTEZ, cite aussi (24, p. 32), la présence d'*Ovibos moschatus* BLAINV. Sans vouloir en exclure formellement l'existence, nous croyons cependant qu'elle n'est pas prouvée en l'occurence, car l'axe osseux de corne déterminé comme appartenant à ladite espèce se rapporte plutôt à un jeune Boeuf; cette pièce ne présente ni les courbures, ni les torsions qui caractérisent les cornes d'*Ovibos*.

[2]) Consulter pour les détails l'étude de I. G. BOTEZ publiée en 1931.

Institutul Geologic al României

mais leur morphologie intime démontre que la ressemblance s'arrête là. Il se peut cependant que ces pièces représentent les prototypes directs de la technique du type Abri-Audit.

Industrie du Paléolithique supérieur. Comme I. G. Botez le fait observer dans son ouvrage cité (24 p. 15 et 46), l'industrie de l'horizon inférieur de Bailowa-Rypa a été probablement déplacée par des courants d'eaux, ceci peut-être à l'époque même dont l'industrie fait partie. A cause de ce déplacement, il est malaisé de se faire une idée exacte quant au mobilier de la station même. Les quelques pièces définitives faisant partie de l'ensemble des 30 silex — grattoirs sur lames, grattoirs coniques, grattoirs sur nucléus [1]) et grattoirs-burins — indiquent avec une précision suffisante qu'en aucun cas il ne s'agit d'une industrie appartenant à l'Aurignacien inférieur ou à l'Aurignacien moyen proprement dit. Il se pourrait que ce mobilier paléolithique appartienne à une phase de passage entre l'Aurignacien moyen et l'Aurignacien supérieur, comme I. G. Botez le fait observer au début de son étude (p. 15).

L'industrie des horizons moyen et supérieur, représentée abondamment et d'une façon assez variée, est des plus intéressantes. Elle est composée de lames et de lamelles à dos rabatu, de quelques pointes du type de La Gravette, de burins en bec de flûte, en bec d'angle et autres formes; aussi de grattoirs, dont quelques-uns de dimensions extrêmement réduites. Font également partie du mobilier de l'horizon moyen: un pilon en grès, avec son mortier, qui est une plaque rectangulaire de marne, ainsi que divers os façonnés, mais non pas des pièces en os pouvant être considérées comme de vrais outils. On ne constate dans l'horizon supérieur aucune trace d'os utilisés. En échange, les lames à dos abattu et les grattoirs-burins semblent représenter un pourcentage un peu plus élevé par rapport au reste du mobilier.

L'âge des industries des horizons moyen et supérieur est, selon I. G. Botez, Aurignacien supérieur.

Nous tenons cependant à faire nos réserves quant à l'horizon supérieur, notamment en ce qui concerne le matériel extrait de la berge gauche du ravin, en l'occurence de la couche de loess brun. Ici, comme l'auteur le fait remarquer (24, page 54), les burins d'angle sont tout aussi abondants que dans la couche précédente; en échange, les lames à dos abattu et les grattoir-burins sont plus répandues. L'auteur observe en outre que le Mammouth est moins fréquent que dans les horizons antérieurs (id. page 29). Mais alors, en admettant avec I. G. Botez que l'horizon supérieur appar-

[1]) Le rétrécissement qu'on observe sur cette pièce, et dont il est également fait mention dans l'ouvrage cité (fig. 20, no. 3 et p. 47 du texte), n'a pas été pratiquée intentionnellement pour faciliter la mise en main de l'instrument, mais provient d'un accident de travail.

Institutul Geologic al României

tient à l'Aurignacien supérieur, cette industrie est, chronologiquement, plus tardive que celle de l'horizon moyen. Dans ce cas, l'hypothèse émise par H. Breuil comme quoi l'Aurignacien supérieur aurait longtemps persisté en Europe orientale (40, page 185), pourrait s'appliquer à l'horizon supérieur archéologique et non pas à l'horizon moyen de Molodova. L'horizon moyen de Molodova ne serait alors qu'un étage normal de l'Aurignacien supérieur, chronologiquement synchronique à l'Aurignacien supérieur d'Occident, tandis que l'horizon supérieur correspondrait à l'Aurignacien prolongé, entrevu par H. Breuil.

Les résultats obtenus ces vingt dernières années dans cette partie de l'Europe orientale, semblent avoir diminué quelque peu la valeur de la dite

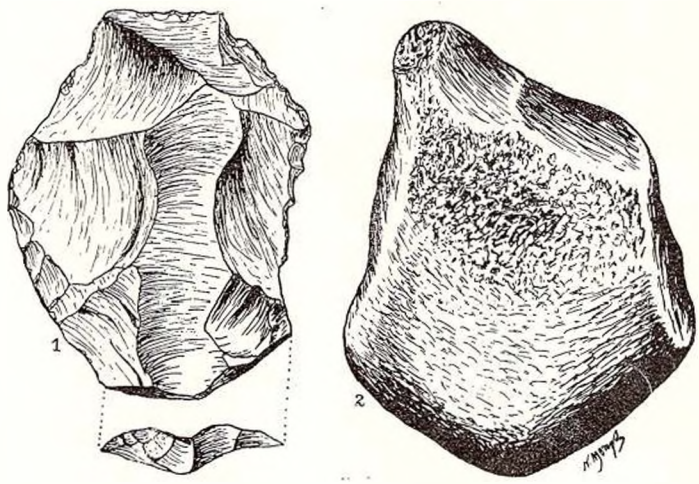


Fig. 21. — Moustérien supérieur de Molodova, provenant du ravin de Iar-Pozadi-Tserkvi. Deux tiers de la grandeur naturelle.

1, racloir; silex; 2, percuteur grès siliceux, très compact.

hypothèse; du moins pour certaines régions. I. G. Botez, tout en inclinant à attribuer l'horizon moyen de Molodova à l'Aurignacien supérieur, dit en même temps que « l'on peut très bien aussi supposer qu'il s'agit d'un Magdalénien ancien » (id., page 54). Cet horizon ne saurait en tout cas être attribué à une époque antérieure à l'Aurignacien supérieur. Voici ce que l'auteur dit relativement à l'âge de l'horizon supérieur: « Dans l'ensemble, l'industrie de pierre du troisième niveau paraît être, par rapport à celle du niveau précédent, plus facilement attribuable à l'Aurignacien supérieur ».

Pour en finir avec ce problème paléolithique, aussi important au point de vue archéologique qu'au point de vue géologique, il faut mentionner une

Institutul Geologic al României

lame et un joli burin typique appartenant au Paléolithique supérieur, récoltés par nous dans la berge gauche du ravin. Ces pièces se trouvaient, de même qu'une mâchoire de Mammouth, à environ 35 m du débouché du ravin et à 9 m de profondeur, par conséquent au même niveau que l'industrie moustérienne. Par rapport au thalweg du ravin, les deux silex et la mâchoire en question se trouvent à une hauteur légèrement supérieure à celle de l'horizon moustérien.

Résumé, conclusion. Outre l'horizon paléontologique-paléolithique du Moustérien supérieur évolué, on observe à Bailowa-Rypa encore trois horizons du Paléolithique supérieur, dont les deux les plus rapprochés de la base appartiennent à l'Aurignacien supérieur. Quant à l'horizon qui se superpose aux précédents, chronologiquement postérieur à l'Aurignacien supérieur, il appartient probablement à l'époque magdalénienne.

Quant aux silex paléolithiques découverts isolément dans les dépôts éoliens situés sur le territoire du village de Molodova, nous ferons remarquer qu'on n'a rencontré des silex moustériens qu'à Iar-Pozadi-Tserkvi. On a observé en revanche des silex du Paléolithique supérieur à des niveaux divers et dans presque tous les ravins à formations microdétritiques pléistocènes, principalement dans le loess du jardin du nommé P. Slivca.

LE PLÉISTOCÈNE ET LE PALÉOLITHIQUE SUPÉRIEUR D'ATAKI (COMMUNE DE RESTEV-ATAKI)

Dans le dernier ouvrage de I. G. Botez (24), il est question, après Cormani et Molodova, aussi d'un troisième point paléolithique situé sur le Dniester, à savoir Restev-Ataki.

Il sied toutefois de faire observer que le point paléolithique dont l'auteur s'occupe, n'est pas Restev-Ataki proprement dit, mais bien le hameau d'Ataki [1]), qui dépend de cette commune. La situation géographique du point paléolithique et des dépôts de loess, telle qu'elle nous a été présentée (id., p. 9), ne correspond pas à ce qu'on observe dans la commune de Restev-Ataki, située sur un plateau distant de 2 km du Dniester et ne contenant pas une pareille formation. Cette description correspond bien en échange à ce que l'on peut constater dans le hameau d'Ataki, situé plus bas sur la rive du Dniester, à environ 8 km en amont de Molodova et à 2 km à l'W de Comarova.

[1]) Outre cette localité, située sur le Dniester et relevant du district de Hotin, il existe en Bessarabie, toujours sur le Dniester, mais dans le district de Soroca, une autre localité du même nom, à savoir la bourgade d'Otaki (Ataki-Otaci), en face de la ville de Mohilev-Podolsk, en Ukraine.

Institutul Geologic al României

Nous avons rencontré en plusieurs endroits et à des hauteurs diverses au-dessus du Dniester mais sur des espaces peu étendus, des indices de vieilles terrasses recouvertes par des dépôts éoliens, particulièrement de loess; l'absence de coupe en rend toutefois l'étude assez difficile. Les dépôts quaternaires à proximité du fleuve sont un peu mieux représentés, surtout en amont d'Ataki. A la limite de ce hameau, nous avons constaté la coupe suivante dans une fosse de fontaine:

a) 2 m d'argile sableuse jaune clair, venue récemment du haut de la pente; c'est à peine maintenant qu'une fine couche de sol végétal commence à la recouvrir;

b) 0,50 m de sol végétal noir recélant de la céramique historique:

c) 1,20 m, loess jaune foncé;

d) 0,30 m, sol fossile brun foncé;

e) 1,50 m de loess;

f) 2 m, argile loessoïde;

g) 0,60 m de fin sable de terrasse presque dépourvu d'oxydes de fer;

h) 2 m, gravier de terrasse recouvrant des schistes siluriens. Le niveau du Dniester se trouve un peu plus bas que le gravier.

Les ravins avoisinants offrent d'autres coupes; la principale et la plus complète, celle du ravin le plus profond, est la suivante[1]):

a) 0,70 m de sol végétal avec sa zone de passage à la couche sousjacente;

b) 3 m de loess jaune clair;

c) 2 m, sol fossile couleur de brique comprenant une couche de 0,20 m d'épaisseur, qui recèle des os de mammouth, de Bovidés et de Cervidés, des morceaux de charbons de plantes et des objets paléolithiques (silex magdaléniens?);

d) 7 m de loess;

e) 2 m d'argile loessoïde;

f) 5 m d'argile à minces intercalations de sable;

g) 1 m, gravier de terrasse;

h) Schistes siluriens masqués en grande partie par des dépôts quaternaires qui atteignent 9 à 12 m d'épaisseur au-dessus du Dniester.

Comparons cette coupe à celle du point paléolithique voisin de La Păr, où la succession des dépôts est la suivante:

a) 0,05—0,10 m de sol végétal;

b) 1 m de loess jaune clair, presque entièrement remanié, contenant quelques silex paléolithiques;

c) 3 m d'argile loessoïde, légèrement stratifiée, contenant de nombreux *Helix pomatia*;

d) 4,50 m, sable très fin, stratifié, jaune clair;

[1]) I. G. BOTEZ a déjà mentionné en partie cette coupe (26, p. 9).

Institutul Geologic al României

e) 2 m d'argile à minces couches de gravier;

f) 2,50 m, gravier de rivière, en comptant à partir du niveau normal du Dniester.

Ces descriptions montrent la variation de la stratigraphie des dépôts quaternaires sur un espace de seulement quelques centaines de mètres carrés.

Nous avons ici, comme en d'autres endroits le long du Dniester (Neporotova, etc.), un sol fossile enfoui à 2 m de profondeur. Les données d'ordre paléontologique et paléolithique que nous avons pu y recueillir nous incitent à attribuer ce sol au Pléistocène supérieur tardif.

Les terrasses sont de formation récente, ainsi qu'il résulte de leurs altitudes relatives et de leur parallélisme avec les autres terrasses du Dniester dont l'âge a pu être établi en partant aussi d'autres critériums.

C'est dans le sol fossile que I. G. Botez a découvert la majeure partie du matériel paléolithique, composé d'environ 200 pièces lithiques. Il n'y a cependant rencontré aucune pièce susceptible de caractériser une époque quelconque du Paléolithique supérieur. L'auteur n'exclut pas la possibilité que ce mobilier archéologique appartienne au vieux Magdalénien (24, p. 62).

Parmi les quelques silex provenant de La Păr, on remarque particulièrement un nucléus, dont la morphologie, du type Paléolithique supérieur, ne permet pas de préciser l'époque à laquelle il appartient. Ses facettes étroites et longues laissent supposer qu'il s'agit d'un nucléus datant de l'époque où les fines et sveltes lames de silex étaient d'un emploi fréquent. Nous en déduisons que le nucléus en question ne semble pas être plus ancien que l'Aurignacien supérieur; il pourrait être même magdalénien.

LE PLÉISTOCÈNE ET LE SOLUTRÉEN DE BABIN

En 1928 et 1932, nous avons entrepris à Babin (départ. de Hotin) et dans ses environs des recherches d'ordre archéologique et géologique. Nous y apprîmes alors que C. Ambrojevici avait visité la même région en 1929. Les résultats de ces études sont mentionnés dans l'ouvrage qu'il publiait en 1930 (6). L'auteur y décrit une douzaine de pièces, à savoir des lames ou fragments de lames, de courts grattoirs et un burin, qu'il attribue à l'Aurignacien, sans toutefois spécifier s'il les a trouvés à la surface, ou au cours de fouilles, préalables. Dans une autre partie de son ouvrage, il mentionne que la faune de Babin est représentée par *Elephas primigenius* Blum. et *Equus caballus fossilis*, ce qui permet de supposer que tout le matériel paléolithique provient des dépôts quaternaires. Or, comme on le verra par la suite, c'est seulement par exception que des pièces paléolithiques peuvent être recueillies dans ces dépôts.

De Babin vers le Dniester (N) et entre le village de Gruşevița (W) et celui de Restev-Ataki (E), situés le premier en amont et le second en aval,

Institutul Geologic al României

s'étendent plusieurs escarpements entourés de collines et de plateaux montant à environ 100 m au-dessus du fleuve. Ces points paléolithiques s'appellent Antonievca (colline et plateau), Iama (petits ravins affluents, descendant d'Antonievca vers le grand ravin à source), Magazia (plateau qui s'élève au-dessus du Dniester) et Cumbalova Houda (colline de calcaire tertiaire). Cette dernière région prolonge celle de Dealul Chlopiu, coupée en deux par le ravin de Chlopiu Iar, le long duquel s'étend le plateau de Muravisco-Pole qui aboutit près de la commune de Restev-Ataki.

Les rares silex paléolithiques qu'on découvre *in situ*, proviennent des formations éoliennes de Iama et de Chlopiu Iar; partout ailleurs les pièces paléolithiques gisent soit à la surface, avec les pièces néolithiques, et les roches tertiaires, soit sur la jachère, ou même dans les labours. Cet état de choses s'explique facilement par le fait que dans bien des endroits en question, les dépôts tertiaires sont à nu, le matériel éolien ayant été lavé. En d'autres endroits, bien que le Tertiaire soit recouvert de sol et de formations loessoïdes, celles-ci n'atteignent ensemble que 2 à 3 décimètres d'épaisseur [1]).

Dans ces conditions, sous l'effet de l'érosion ou à cause des labours, les silex paléolithiques qui étaient autrefois plus ou moins profondément enfouis, se trouvent aujourd'hui à la surface.

Les pièces paléolithiques se distinguent facilement des pièces néolithiques, aussi bien par leur facies technique que par la couleur de leur patine. Les premières ont une patine d'un blanc bleuâtre mat ou d'un bleu brillant (sur les silex cornéens), tandis que les secondes ont presque entièrement conservé la couleur naturelle, noire ou brun clair, du silex.

Bien que les pièces paléolithiques proviennent de points différents, l'uniformité de leurs caractères nous dispense de les décrire séparément d'une façon plus détaillée.

On distingue parmi les nombreux éclats, quelques-uns ayant un plan de frappe préparé, tandis que la surface des autres est entièrement recouverte par des fissures et des irrégularités provoquées par le feu (73).

Parmi les quelques morceaux de lames (par exemple, fig. 22), on en observe certaines qui atteignent 47 mm de largeur, 16 mm d'épaisseur et plus de 15 cm de longueur.

Les quelques grattoirs recueillis étaient tous de petites dimensions; mais nous en avons aussi découvert un, double et oblique, façonné par l'Homme néolithique dans un morceau de lame paléolithique présentant une retouche abondante et presque verticale.

[1]) Au cours de sondages effectués en vue du creusement de fontaines, on a rencontré des épaisseurs supérieures à Chlopiu Iar, surtout dans la région du village. L'absence de coupes étendues et profondes empêche d'indiquer une particularité quelconque.

Institutul Geologic al României

Les 6 burins trouvés ici sont tous des burins d'angle, à une seule extrémité (fig. 22, n° 2) ou aux deux (fig. 22, n° 3).

La pièce la plus intéressante, d'ailleurs unique dans son genre, est une pointe en feuille de laurier (fig. 1, pl. VI), découverte en 1932 à la surface de la colline de calcaire méditerranéen d'Antonievca, avec quelques autres silex (burins, morceaux de lames, etc.). Sa patine d'un blanc tirant sur le bleu est identique à celle des autres pièces (burins) rencontrées à Babin.

Parmi la douzaine de pièces découvertes par C. AMBROJEVICI à Babin et représentées dans son ouvrage (6, pl. II, 49; pl. III, 18, 22; pl. IV 5, 6, 7, 11; pl. VII, 22, 23, 24), aucune ne provient du point Antonievca.

Même si notre pointe en feuille de laurier avait été trouvée isolément, sa morphologie indiquerait à elle seule que la pièce appartient au Solutréen. Bien que la technique de la pièce témoigne de la maîtrise de l'artisan solutréen, elle ne présente cependant pas ce cachet de haute perfection propre aux fines pièces en feuille de laurier solutréennes. Le fait que cette arme est dépourvue de pointes, semble plutôt constituer l'indice d'une usure consécutive à un emploi plus ou moins prolongé, que le signe d'un accident survenu en cours de façonnage. Voici les dimensions de la pointe en feuille de laurier: long. 76 mm (la longueur totale devait probablement atteindre 85 à 88 mm); largeur 33 mm, epaisseur 13 mm; poids 32 gr.

Si l'on compare celle-ci aux autres feuilles découvertes en Bessarabie, on n'a aucune peine à constater la différence considérable qui existe entre la pointe de l'arme décrite et celle, particulièrement fine, de la pièce de In Ponoară. En tant que technique et morphologie, la feuille de Babin se rapproche plutôt de celle provenant de La Moara Popei, mais elle s'en distingue par son épaisseur supérieure et une exécution moins parfaite. Il se peut que cette différence provienne de la structure différente des silex dans lesquels les feuilles ont été taillées; et, en effet, le silex de la pièce trouvée à Babin semble d'une structure moins fine.

Il ne faut pas non plus écarter l'hypothèse qu'il pourrait s'agir d'une pièce qui, dans l'ordre d'évolution technique, a précédé les pièces provenant des rives du Prut. D'autre part nous ferons remarquer qu'en Hongrie, à Szeletha (93 et 94), en Moravie (44), en Pologne (105) et même en France, à Solutrée, on a rencontré dans un même dépôt archéologique des pièces d'un fini impeccable, gisant à côté d'autres d'un travail plus grossier.

D'après ses caractères, la pièce appartient incontestablement au Solutréen moyen, détermination nullement en contradiction avec le reste des silex paléolithiques qui l'accompagnent. Mieux encore: parmi les objets recueillis par C. AMBROJEVICI à Magazia, sur le territoire du village de Babin, et figurant dans son ouvrage, nous distinguons un joli grattoir triangulaire (6, pl. VI, fig. 5), dans le genre de ceux découverts dans les dépôts solutréens de quelques stations classiques, comme par exemple à la Grotte de

Institutul Geologic al României

Badegoule (Beauregard-Dordogne), ou à la Grotte de l'Eglise Saint-Martin d'Excideuil (Dordogne)[1]). On a trouvé des pièces semblables aussi à Predmost (44, fig. 12, N-os 8 et 9)[2]).

Cette constatation permet aussi de rectifier dans une certaine mesure les déterminations de C. AMBROJEVICI, qui attribue le mobilier de Babin à l'Aurignacien. Or, en l'occurence nous n'hésitons pas d'affirmer qu'une bonne partie des pièces recueillies par l'auteur à Babin appartiennent au Solutréen moyen.

La pointe en feuille de laurier de Babin, la plus primitive des trois feuilles découvertes dans le NE de la Roumanie, permet de se faire une idée sur l'état

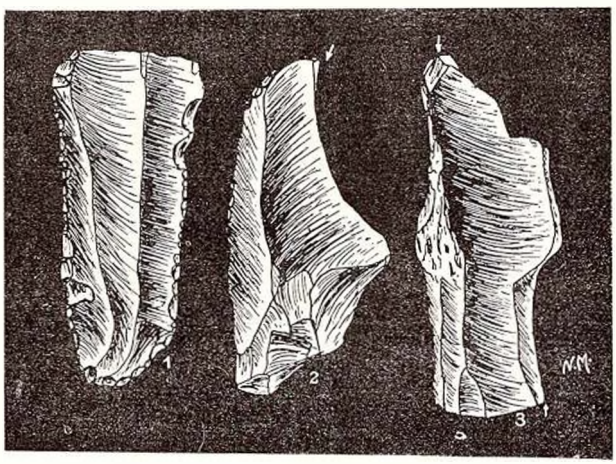


Fig. 22. — Silex paléolithiques découverts à Babin en même temps que la pointe en feuille de laurier No. 1 de la pl. VI. Deux tiers de la grandeur naturelle. Tous sont cacholongés.

primitif de pareilles pièces et fournit, d'autre part, certaines indications sur les rapports technologiques et chronologiques qui existent entre les subdivisions du Paléolithique en Europe.

Le facies général de cette pièce rappelle certains silex moustériens de La Izvor, dont la forme se rapproche de celle des feuilles de laurier (voir par exemple la pl. II, fig. 1).

En 1912 déjà H. BREUIL disait relativement à l'origine des feuilles de laurier solutréennes découvertes en Hongrie que, par leur facies, elles « font

[1]) La collection complète se trouve au Musée de Saint-Germain-en-Laye. Consulter également G. et A. DE MORTILLET (153, pl. XIX, fig. 144 et 145), et G. GOURY (86, fig. 70, p. 204).

[2]) Voir la riche collection paléolithique du Musée « Anthropos », à Brno, Tchécoslovaquie.

Institutul Geologic al României

penser à des petits coups de poing dégénérés de Moustérien supérieur » (40 page 29). En 1923, l'auteur, qui n'a pas changé d'avis, s'exprime sur la même industrie dans ces termes: « On n'a pas ici le sentiment d'une industrie comparable à l'un des rameaux du Paléolithique supérieur, mais plutôt d'un Paléolithique moyen, dont les coups de poing de petite taille évolueraient vers la feuille de laurier grossière » (44, page 337). Décrivant l'industrie d'Ondraditz-Moravie, l'illustre préhistorien est d'avis qu'elle représente « le passage direct du Moustérien au Solutréen, avec influences aurignaciennes » (id. page 548).

Dans un ouvrage publié en 1929, H. OBERMAYER et P. WERNERT (162) font observer qu'en Europe de pareilles feuilles (« Blattspitzen ») sont déjà représentées dans l'Acheuléen final et dans le Moustérien. Plus tard, au Solutréen et au Néolithique, réapparut l'emploi de ces formes folliacées, qui entre temps se perpétuaient et se conservaient en des régions encore inconnues.

Le matériel paléolithique provenant de la Roumanie extracarpatique dont nous disposons actuellement se prête donc, par rapport aux feuilles de laurier, à des observations analogues à celles faites dans d'autres parties de l'Europe. La forme de la feuille de laurier de Babin, se rapprochant plus ou moins de celle signalée en Hongrie (v. les o. c.), indique l'existence de rapports entre le Solutréen extracarpatique et le Solutréen de Hongrie, berceau de la technique solutréenne. Cette pièce est un peu plus grande que les quatre feuilles typiques découvertes en Transylvanie (205, 207 et 208) et, quant à son épaisseur, elle est presque égale à celle de la feuille trouvée en 1927 à Valea Cremenosului (205).

La découverte sur le Dniester d'une nouvelle feuille solutréenne, la troisième dans le NE de la Roumanie, démontre que dans cette partie de la Roumanie aussi l'industrie solutréenne était bien représentée, et ceci à peu près en même temps que celle découverte en Europe centrale.

AUTRES POINTS PALÉOLITHIQUES SUR LE DNIESTER

En dehors des localités mentionnées jusqu'ici, on a encore découvert des produits paléolithiques à Otaci (départ. de Soroca) et à Voloșcova, Grusevița et Negoriani (départ. de Hotin).

C. AMBROJEVICI (6) cite aussi, entre autres, la localité d'Ojeva (départ. de Hotin), sans toutefois fournir une indication quelconque sur les objets recueillis et sans reproduire non plus de pièce.

D'après ce que nous savons, les silex préhistoriques gisent ici à la surface et le nombre des silex néolithiques semble prépondérant sinon même absolu.

La localité de Voloșcova, citée en 1930 par C. AMBROJEVICI (6) parmi les points paléolithiques, avait déjà été signalée par nous (136 page 8).

Institutul Geologic al României

Nous devons faire observer à ce sujet, que la région comprend plusieurs stations néolithiques et quelques ateliers mésolithiques. Comme les silex appartenant à ces périodes abondent, on peut, si l'on n'y fait pas attention, les confondre avec des silex paléolithiques. On ne rencontre en échange les produits paléolithiques que tout à fait exceptionnellement. Il sied d'ajouter qu'ils semblent ne présenter pour le moment aucune importance au point de vue technique ou stratigraphique [1]).

On peut en dire autant de toutes les autres localités; aussi estimons-nous superflu de décrire les silex paléolithiques qu'on y a observés.

* * *

Outre les stations paléolithiques enregistrées jusqu'à présent dans le NE de la Roumanie, il en existe encore deux autres d'une certaine importance, non loin de Hotin, à savoir Chișla Nedjimova et Voronovița [2]) qui, du fait de leur situation géographique, sortent du cadre de notre région.

Nous n'avons pas eu l'occasion de visiter ces deux localités; mais d'après la description qu'en fait C. AMBROJEVICI et les photographies qu'il a publiées (4 et 6), ainsi que d'après les objets provenant de Chișla Nedjimova, actuellement exposés au Musée National des Antiquités à București et au Musée des Sciences Naturelles à Chișinău, il semble bien que ces stations sont riches et importantes. Les dépôts archéologiques s'y trouveut en plein air. C. AMBROJEVICI attribue les industries de Chișla Nedjimova et Voronovița de même que celle de Cormani, au Micoquien et à l'Aurignacien (v. les o. c.). On n'a découvert jusqu'à présent aucune industrie attribuable à une époque quelconque, antérieure à l'Aurignacien. Quant à l'industrie paléolithique proprement dite, l'auteur l'attribue entièrement à l'Aurignacien.

[1]) La dernière molaire inférieure d'*Elephas trogontherii* POHL. de notre collection a été trouvée sur le pâturage du village, dans les dépôts d'une terrasse de minimum 25 m d'altitude relative.

[2]) Elles se trouvent toutes les deux dans le loess qui s'élève à plusieurs dizaines de mètres au-dessus du Dniester.

Institutul Geologic al României

III. ESSAI SYNTHÉTIQUE SUR LES DÉPÔTS PLÉISTOCÈNES

A) CHRONOLOGIE DES DÉPÔTS PLÉISTOCÈNES DU NORD-EST DE LA ROUMANIE

Le Pléistocène consiste dans ces régions surtout en dépôts de terrasses, loess, formations argilo-loessoïdes, etc. [1]).

Quelques-unes des terrasses supérieures peuvent certainement être rapportées au Pliocène. On ignore cependant encore dans quelle mesure pourrait-on concilier la classification des terrasses adoptée par R. WYRGIKOWSKY (280) pour le Dniester, notamment en ce qui concerne la rive gauche du fleuve, avec celle proposée par R. SEVASTOS (225) pour la Moldavie centrale. En effet, la synchronisation des terrasses ne doit pas reposer uniquement sur des données d'altitude relative au dessus du niveau actuel des cours d'eau mais aussi sur des données d'ordre paléontologique. Or, celles-ci nous font défaut et celles dont nous disposons s'avèrent insuffisantes; ceci tout aussi bien pour ce qui touche les dépôts des terrasses susceptibles d'être attribuées au Pliocène, qu'en ce qui regarde les terrasses appartenant au Pléistocène inférieur. Cependant, pour cette dernière période, le matériel paléontologique est un peu plus riche, surtout dans les dépôts de la terrasse de 35 à 40 mètres du Prut (à In Ponoară, par exemple) et dans quelques localités situées sur le Dniester.

Le problème de la terrasse inférieure, de 5 à 15 mètres, se pose autrement. Cette terrasse se distingue surtout par son extrême richesse en restes d'*Elephas primigenius* BLUM. et par sa pauvreté relative en restes d'*El. trogontherii* POHL [2]). Outre la présence de quelques autres représentants, tels que Boeufs, Chevaux et Cerfs, nous mentionnerons aussi celle du *Rhinoceros tichorhinus* dans les graviers de la terrasse de La Izvor (voir pag. pr.). Or, comme aujourd'hui les auteurs sont d'accord pour attribuer au Würmien les terrasses inférieures (même de 20 à 40 mètres) qui contiennent des restes d'*Ele-*

[1]) Nous traiterons ces questions plus largement dans une étude en cours de préparation, intitulée « Le Quaternaire du NE de la Roumanie ».

[2]) On a découvert une seule fois, dans les couches inférieures de sables de Gherman Dumeni, un morceau fortement roulé d'une molaire d'*Elephas antiquus*.

Institutul Geologic al României

phas primigenius BLUM., il en résulte que la terrasse inférieure du Prut est elle aussi würmienne.

Mais nous pouvons citer un autre fait d'une certaine importance. Aux données paléontologiques relatives aux dépôts de notre terrasse inférieure, vient en effet s'ajouter la présence de divers produits de l'industrie paléolithique: tels, les silex du Levalloisien supérieur (La Izvor, Gherman-Dumeni, etc.). Cette industrie, qui représente, probablement, un facies du Moustérien, d'après (H. BREUIL (45) et. L. KOSLOWSKI (47 et 105), est synchrone du Moustérien moyen. On peut vérifier la justesse de cette affirmation aussi dans notre région en consultant la stratigraphie de La Izvor. On y trouve *in situ*, dans le sol fossile marécageux [1]), superposée à ladite terrasse, l'industrie du Moustérien supérieur primordial et, plus haut encore, l'industrie du Paléolithique supérieur.

La plupart des auteurs, à savoir M. BOULE (29 [2]) et 30), H. OBERMAYER (160), H. BREUIL (41 et 45), H. F. OSBORNE (166), L. CAPITAN (53), E. HAUG (90), R. R. SCHMIDT (221 et 222), CH. DEPÉRET (63), L. MAYET (130), A. P. PAVLOV (169 et 170), G. POLANSKYJ (183-a), M. BURKITT et GHILDE GORDON (50), BLAKE WHELAN (16), etc., ont rattaché entièrement ou en grande partie l'époque moustérienne à la dernière phase glaciaire ou au Würm I géologique [3]). Afin de ne pas revenir plus tard sur ce sujet, nous préciserons dès maintenant que le Paléolithique supérieur (Aurignacien, Solutréen et Magdalénien) correspond au Pléistocène supérieur et qu'il est synchrone du Post-Würmien (Post-Glaciaire) selon l'ancienne nomenclature, soit à la période d'Interstade Würm I — Würm II (Néo-Würmien, et Post-Würmien selon la nouvelle nomenclature).

En partant de données d'ordre archéologique, on a donc également pu préciser que la terrasse inférieure (haute-basse terrasse [4]) du Prut appartient au I-er Würmien. Si l'on parallélise d'autre part la stratigraphie de la Molodova, sur le Dniester, à celle du Prut (par exemple à La Izvor), il en résulte que les terrasses inférieures des deux rivières sont synchrones.

[1]) « begrabene Moorboden », selon N. FLOROV (*l. c.*).

[2]) Voir p. 346, ou l'auteur parallélise sa chronologie à celle de PENCK.

[3]) Les divergences relatives aux positions qu'occupent dans la chronologie pléistocène les époques archéologiques antérieures au Moustérien ne nous intéressent pas pour le moment.

[4]) C'est le nom que H. BREUIL donne à la terrasse de l'époque du Würm I, pour la distinguer de la basse-basse terrasse appartenant au Würm II. Sans vouloir nous arrêter longuement sur ce point, nous tenons à faire remarquer que la distinction entre ces deux terrasses est assez malaisée à établir. On pourrait considérer comme basse-basse terrasse celle de 1 à 5 mètres et comme haute-basse terrasse celle de 6 à 15 mètres d'altitude relative; mais leurs dépôts se confondent souvent et l'une des terrasses peut manquer, qui arrive assez souvent.

Institutul Geologic al României

Dans ces conditions, nous pouvons affirmer que les terrasses inférieures des fleuves du NE de la Roumanie appartiennent à la période würmienne. Ce fait est des plus importants, car nous possédons ainsi un point de repère qui nous servira de critérium pour les études à venir. La situation en altitude des terrasses inférieures, en rapport avec le thalweg actuel indique pour les dernières étages géologiques, que le territoire du NE de la Roumanie n'a pas subi d'oscillations verticales importantes, c'est-à-dire des mouvements d'affaissement.

Ces constatations permettent de rectifier l'âge attribué à certains dépôts de terrasses, comme par exemple à ceux d'Ungheni, que N. FLOROV (77) [1]), rapporte au Pré-Mindelien et au Mindelien, bien qu'ils ne se trouvent qu'à 3 à 7 mètres au-dessus du niveau normal du Prut. En réalité ces dépôts appartiennent au I-er Würmien.

Ces mêmes constatations permettent en outre de rectifier aussi l'affirmation de ST. J. MATEESCU, selon lequel « aucun fossile conducteur n'a été découvert, en Roumanie, dans les dépôts des terrasses inférieures. On n'y connaît ni *Elephas*, ni *Rhinoceros*. Ces terrasses doivent par conséquent être attribuées au Quaternaire supérieur, ce qui concorde avec la classification de HAUG » 90). Or, R. SEVASTOS mentionne déjà en 1906, (225), dans la terrasse inférieure de Jassy, la présence de restes d'*Elephas primigenius*, de *Rhinoceros tichorhinus*, de *Megaceros hibernicus*, etc.

Ajoutons à ces données le fait que nous aussi nous avons découvert des restes de ces mêmes mammifères. En ce qui concerne donc la terrasse inférieure de Roumanie, on possède également des données paléontologiques précises et caractéristiques. En partant de toutes ces considérations, on peut attribuer cette terrasse au Würmien ou, autrement dit, au Quaternaire moyen.

DÉPÔTS MICRODÉTRITIQUES: LOESS ET FORMATIONS LOESSOÏDES

On déterminait autrefois l'âge de ces dépôts, soit d'après l'altitude du point donné ou de la région donnée au-dessus du lit des rivières voisines (p. ex., GR. ȘTEFĂNESCU, 248), soit d'après l'âge et l'altitude des terrasses sous-jacentes (p. ex., R. SEVASTOS, 237). Certains auteurs, ne tenant compte que des restes fossiles pris dans leur ensemble ou même d'une seule espèce fossile découverte dans les dépôts, comme par exemple les Unionidés, considèrent non seulement les dépôts de loess comme des formations d'une tout autre origine, à savoir d'eau douce dans le cas présent, mais les font remonter à une époque bien antérieure. Nous nous bornerons à citer, dans cet ordre d'idées, le cas

[1]) L'auteur n'a pris en considération que le nombre des couches de sol fossile du loess superposé aux sables de cette terrasse.

Institutul Geologic al României

des dépôts loessoïdes à coquilles d'eau douce de Darabani, département de Hotin; LASCAREW (110), les rapportait au Pliocène (?), alors qu'ils sont néolithiques, comme R. WYRGIKOWSKY (279) l'a démontré en prenant comme point de départ les divers produits de l'industrie néolithique qu'on y trouve, mélangés à des coquilles, dans l'argile étudiée par LASCAREW.

En 1926, N. FLOROV (l'o. c.) établit la chronologie des dépôts quaternaires éoliens en adoptant comme critérium les sols fossiles; il fait correspondre à chaque période interglaciaire un sol fossile et à chaque période glaciaire le dépôt d'une couche de loess [1]). En réalité, aucun de ces critériums n'est valable, ainsi qu'on le verra plus loin. Une pareille classification est non seulement arbitraire, mais aussi incompatible avec les constatations faites relativement au matériel paléontologique et archéologique, provenant de dépôts semblables à d'autres auxquels on a attribué un âge plus avancé qu'il ne l'est effectivement.

On n'a découvert jusqu'à présent aucune industrie appartenant au Paléolithique inférieur; mais si l'on tient compte des constatations faites dans les sables de la terrasse inférieure, par exemple à La Izvor, et aussi de la succession des cultures paléolithiques, l'industrie du Paléolithique inférieur est évidemment antérieure à la période würmienne (Würmien I). On peut trouver ces cultures dans les dépôts (sable, loess, etc.) situés à des altitudes supérieures à un minimum de 25 m au-dessus du niveau du Dniester et du Prut. Malgré les recherches les plus minutieuses, on n'a pas encore découvert de faune susceptible d'être rapportée au Pléistocène inférieur. En échange, presque partout et à chaque altitude, même sur les plateaux, le loess et les formations loessoïdes contiennent, à des niveaux divers, des restes paléontologiques et archéologiques strictement caractéristiques pour le Pléistocène moyen et supérieur. Aussi pouvons-nous en conclure que même si la région du NE de la Roumanie devait contenir de l'ancien loess pléistocène inférieur (Älterer Löss) ou des formations synchrones à celui-ci leur épaisseur est tellement réduite qu'on n'a pu les reconnaître jusqu'à présent.

Quant au loess récent (Jüngerer Löss), nous disposons d'un matériel suffisamment riche pour pouvoir démontrer son développement considérable en épaisseur aussi bien qu'en étendue; nous pouvons même distinguer le loess moderne I (Jüngerer Löss I) du loess moderne II (Jüngerer Löss II); nous adoptons en effet ici les termes employés par SOERGEL (244).

Revenant à notre point de départ, c'est-à-dire à La Izvor, nous remarquons que la couche de sable superposée aux graviers de la terrasse, montre un passage graduel de la couche supérieure du sable de terrasse, aux formations éoliennes qui se superposent à ce sable. Si l'on tient encore compte de

[1]) L'auteur rapporte le sol fossile supérieur à l'époque interglaciaire Rissien-Würmien, le sol moyen à l'époque interglaciaire Mindelien-Rissien et ainsi de suite.

Institutul Geologic al României

la succession évolutive, normale et graduelle des industries de la terrasse et du loess, il en résulte qu'à La Izvor-Ripiceni on a affaire à un point où les couches recélant les industries se superposent et non pas se juxtaposent. N. Florov a fait des observations analogues relativement aux dépôts quaternaires d' Ungheni (*l. c.*). Par contre, les dépôts éoliens d'autres terrasses (moyennes ou plus élevées), par exemple les terrasses du point dit In Ponoară, bien qu'offrant à première vue une stratigraphie semblable, n'en représentent pas moins une juxtaposition, comme le démontrent la faune et les industries du Paléolithique supérieur trouvées dans le loess.

Le sol fossile marécageux de La Izvor, comme les sols fossiles marécageux d'autres points de la terrasse inférieure—à Ungheni par exemple—se sont donc développés durant la période de stagnation et au commencement du retrait du glacier würmien, et aussi durant une partie de l'Interstade würmien (Würmien I — Würmien II). La chronologie archéologique et le matériel paléolithique découvert dans ces sols, prouvent que ceux-ci appartiennent au Moustérien supérieur primordial (à coup-de-poings) et au Moustérien supérieur normal.

Outre *El. primigenius* (à fréquence lamellaire de 8 et même moins), *Rhinoceros tichorhinus* et quelques autres herbivores banaux (grands Bovidés, Chevaux, Cerfs, etc.), on trouve représentés le Renne (*Rangifer tarandus*), *Ursus priscus*, etc. Cet ensemble dénote la sélection et la fixation des caractères des espèces qui auront un développement particulier dans la période géologique suivante, à savoir le Pléistocène supérieur.

Quant au Moustérien supérieur évolué de Molodova il sied donc de le placer entre le Pléistocène moyen et le Pléistocène supérieur, lorsque le climat sec commence à favoriser une sédimentation rapide et abondante de loess. Cette hypothèse semble corroborée par la présence des silex moustériens de Naslavcea, qui se trouvent dans les dépôts loessoïdes superposées à la terrasse supérieure du Dniester. Pour ce qui est de la faune du Moustérien supérieur évolué de l'abri-sous-roche Stânca Ripiceni, on peut remarquer qu'elle présente déjà les caractères de la faune du Pléistocène supérieur.

Pour nous résumer, nous dirons que le Moustérien supérieur primordial est synchrone de la formation du sol fossile marécageux de la terrasse würmienne (Würmien I), et que la fin de l'époque moustérienne correspond à la première phase de l'Interstade würmien.

Le loess moderne (Jüngerer Löss I) du territoire NE de la Roumanie est remplacé par le sol fossile marécageux (et par un peu de loess pur), ou par des formations semblables à celles de la terrasse du Würmien I. On le rencontre également sur les terrasses d'une altitude supérieure, comme par exemple à In Ponoară, Naslavcea (dans le ravin avoisinant la maison du garde-barrière). Faute d'un matériel paléontologique ou archéologique suf

Institutul Geologic al României

fisamment abondant, on n'est pas encore en mesure de déterminer l'épaisseur de ce loess.

Le loess récent II (Jüngerer Löss II) présente un développement tout à fait particulier, lequel dépend beacoup du paléo-relief de la région considérée.

Bien que le loess n'offre pas de stratification, ses 5 à 20 m d'épaisseur renferment cependant des couches de composition pétrographique différente, comme les sols fossiles (In Ponoară, Bortoasa-Lopatnic, Pereryta, Ataki, etc.), les couches de cailloutis (La Moara Popei, Naslavcea, etc.), ou les couches de sable (Bailova-Rypa Molodova, Cormani La Mori, etc.).

On peut déduire de la distribution du loess et de ses rapports avec le paléo-relief de la région que les poussières portées par les vents du N, du NE ou même de l'E se sont sédimentées très vite. La sédimentation du loess a cependant été plusieurs fois interrompue, ou tout au moins ralentie durant le Pléistocène supérieur. Dans ces intervalles relativement longs, des sols fossiles prenaient naissance. Parfois, durant la formation du dépôt de loess, se produisaient des précipitations torrentielles de courte durée [1]), de véritables averses. En s'écoulant, les eaux charriaient des cailloux et du sable, déterminant la formation des couches de cailloutis (ou du sable alluvial) qu'on rencontre intercalées dans les loess typiques. Il arrive aussi qu'on observe dans l'épaisseur des dépôts de loess la présence de blocs et de pierres isolés provenant des formations paléozoïques, mésozoïques et tertiaires de la région. Leur présence dans le loess s'explique par le fait qu'ils ont glissé le long des pentes, du haut des versants escarpés des rivières, ou par leur transport fortuit sur les lieux où se déposaient les poussières du loess.

La formation des couches de cailloutis que nous avons mentionnées dans les coupes géologiques de Voloşcova, Naslavcea, etc., est due à une action puissante et de courte durée; il en résulté qu'on ne saurait homologuer les intercalations de cailloutis à des sols fossiles, comme l'ont fait I. G. Botez (23 et 24) [2]) et bien avant V. Agafonoff et V. Malycheff (3). Ainsi que nous l'avons déjà démontré (141), les couches de sols fossiles et de cail loutis intercalées dans le loess ne peuvent être synchronisées entre elles au point de vue de leur époque de formation; moins encore en ce qui concerne leur durée de sédimentation. La répartition même des couches des cailloutis, leur nombre élevé (4 à 7) dans un même dépôt de loess et leurs rapports extrêmement variés avec les paléo-reliefs voisins écartent une pareille hypothèse.

De nombreux restes, dans le loess, de la faune froide, prouvent que ses dépôts appartiennent au Pléistocène supérieur. Parmi ces restes, le Renne, le Rhinocéros et le Mammouth, soit seuls, soit associés à d'autres représentants de la faune, nous servent de fossiles conducteurs.

[1]) Semblables aux précipitations actuelles, par exemple à Molodova.

[2]) Dans le second travail (p. 24), l'auteur est plus réservé à cet égard.

Institutul Geologic al României

Nous avons d'ailleurs abouti à la même conclusion en partant de données d'ordre archéologique. D'après la plupart des archéologues, l'industrie du Paléolithique supérieur s'est développée durant le Pléistocène supérieur. Cette industrie présente une importance particulière dans le NE de la Roumanie, où on la rencontre dans de nombreux dépôts. Quand les restes de faune manquent, la présence de l'industrie sert parfois à déterminer le niveau des formations du Pléistocène supérieur, tout aussi bien que la présence d'un fossile caractéristique; on peut même dire que son importance à ce point de vue est supérieure. D'après les progrès constatés dans l'art de la taille de la pierre, l'industrie du Paléolithique supérieur a pu en effet être divisée en un nombre d'époques plus élevé que si l'on s'en était tenu exclusivement aux restes de Mammifères. Durant l'évolution de la culture de l'Homme diluvial, la faune est restée presque la même; c'est seulement aux approches de l'Holocène que des changements importants se produisirent dans l'aspect de la flore et de la faune. Il est, bien entendu, nécessaire de déterminer très rigoureusement l'époque de l'industrie découverte en appliquant la nomenclature archéologique-scientifique générale.

Sauf quelques cas isolés, on a toujours découvert l'industrie du Paléolithique supérieur *in situ* dans le loess.

C'est ainsi que l'Aurignacien supérieur [1]) a été trouvé:

a) dans les dépôts éoliens qui recouvrent la terrasse inférieure würmienne (Würmien I) du Prut, comme à La Izvor, Părâul Istrati, Bortoasa — Lopatnic (dans le sol fossile inférieur deux ou même trois et dans le loess subjacent [2]), et sur le Dniester à Molodova, Cormani (U-Mlinov), Naslavcea, etc.;

b) dans le loess superposé aux autres terrasses plus élevées, comme à Pererita, sur le Prut, dans le sol fossile-deux (inférieur), et sur le Dniester, par exemple à Hlybocki-Jar-Răspopinți (dans le sol fossile inférieur), Cormani-Tomina, etc.

Le Solutréen moyen a été lui aussi rencontré dans les dépôts de loess, de la terrasse inférieure (Würmien I), par exemple à La Moara Popei (Cuconeștii Vechi), et sur la terrasse supérieure (Rissien), comme à In Ponoară, dans le sol fossile moyen. Ces deux localités sont situées sur le Prut. Le Solutréen moyen semble également représenté, dans les dépôts loessoïdes de la terrasse supérieure et du plateau de Babin sur le Dniester.

Sur le Prut, l'industrie magdalénienne a été découverte dans les dépôts éoliens superposés à la terrasse inférieure, à La Izvor, Manoleasa-Prut (dans le sol supérieur), Șerpenița, Badragi et Mitoc—La Mori [3]) et, sur le Dniester;

[1]) L'Aurignacien inférieur et l'Aurignacien moyen semblent manquer. Nous n'enregistrons ici que les étages bien définis par l'ensemble des mobiliers qu'ils contiennent.

[2]) Quand l'horizon n'est pas spécifié, les sols fossiles manquent dans les dépôts.

[3]) Les dépôts géo-paléolithiques de Mitoc—La Mori se superposent aux graviers de la basse-basse-terrasse.

Institutul Geologic al României

il semble que sa présence a été remarquée aussi à Naslavcea, Molodova (dans la couche de sol fossile) et Ataki (id.). Dans une seule localité, à In Ponoară (dans le loess situé immédiatement au-dessous du sol fossile supérieur), l'industrie magdalénienne a été signalée dans les dépôts éoliens superposés à la terrasse moyenne, de 35 à 40 mètres, du Rissien.

Nous pouvons déduire, d'après les localités citées plus haut, que le loess récent (Jüngerer Löss II) se trouve partout sur les plateaux, collines, pentes, terrasses et basses-terrasses du Prut comme du Dniester, qu'il a recouverts de sa sédimentation éolienne. Il en est résulté un manteau presque continu, mais d'épaisseur variable et à intercalations de sols fossiles. A Ungheni (77) et Unteni par exemple, le loess superposé à la terrasse inférieure würmienne (Würmien I) montre jusqu'à quatre sols fossiles. La preuve que plusieurs sols fossiles se sont formés au cours du Pléistocène supérieur, nous est également fournie par la découverte de produits du Paléolithique supérieur dans ces sols, dont au moins un a pris naissance au cours de l'Aurignacien supérieur. La présence du silex solutréen mentionné dans le sol fossile de In Ponoară milite en faveur de cette hypothèse ; dans le NE de la Roumanie la culture solutréenne constitue, comme nous le croyons, une industrie collatérale. Elle est synchrone de la disparition graduelle de la culture aurignacienne et du commencement de l'infiltration et de l'établissement de la culture magdalénienne. Une autre couche de sol fossile semble correspondre à l'époque du Magdalénien final.

D'autres auteurs, comme M. Roudinsky et A. Vorony (211 et 212), ont rencontré l'Aurignacien supérieur inclus dans le sol fossile à Zuravca, en Ukraine, fait confirmé par V. Krokos en 1928 (108).

A Mezin, sur la Desna, l'industrie magdalénienne se trouve dans la couche du sol fossile enterée à 3,50 m. de la surface, fait indiqué par F. Volkov (274), Hruschevsky (95a) et M. Roudinsky (214). P. Efimenko (74) a lui aussi rencontré le Magdalénien supérieur dans le sol fossile à Borschevo. Petrbok (172) a observé des silex moustériens dans le sol fossile inférieur à Roustchouk, sur le Danube.

Pourtant, en Roumanie extracarpatique aussi bien que dans les territoires avoisinants (Pologne et U.R.S.S.), c'est dans les dépôts de loess exempt de sols fossiles qu'on rencontre le plus souvent le matériel archéologique.

Les observations d'ordre géologique, que nous avons pu faire, nous ont convaincu qu'il n'y a pas lieu d'attribuer aux sols fossiles la même importance qu'autrefois ; en effet, ces formations semblent être presque partout fortuites et leur nombre varie constamment. Leur existence semble dépendre du relief paléogéographique de chaque région et aussi de la prédominance de certains courants atmosphériques locaux et généraux (NNE), qui ont dominé au cours du Pléistocène supérieur. En raison de leur morphologie extrêmement variée d'un endroit à l'autre, même sur une distance de dix à cent

Institutul Geologic al României

mètres ainsi que le remarque P. ENCULESCU (75), il sied de considérer les sols fossiles comme des formations à caractère local. F. WIEGERS (277) est lui aussi du même avis. Certains géologues, comme V. LASCAREW par exemple, vont encore plus loin, car de nouvelles recherches sur les sols fossiles les incitent à ne plus leur attribuer l'importance (112) qu'ils y avaient attachée une année avant (111). Pour d'autres auteurs, on pourrait compter comme une première cession le fait qu'ils admettent déjà — p. ex. V. KROKOS (108), — l'existence d'un sol fossile aussi pour la période post-würmienne [1]).

Les dépôts de Neporotova décrits par N. FLOROV, où les silex aurignaciens [2]) se trouvent dans le loess situé immédiatement au-dessous du sol supérieur présentent pour nous d'autant plus d'importance qu'ils corroborent nos affirmations, tout en faisant ressortir l'une des faiblesses de la chronologie, de l'ère quaternaire basée sur les sols fossiles. N. FLOROV lui-même, prenant comme point de départ ce critérium (79 et 77), rapporte la pénultième couche de loess à l'Interglaciaire Riss-Würm (*l. c.*; voir le tableau chronologique); il attribue par conséquent la culture aurignacienne à ladite période. Or, d'après nos propres constatations dans le NE de la Roumanie et les données actuelles sur les pays voisins le Paléolithique supérieur est synchrone de la période post-würmienne (dans le sens de l'ancienne nomenclature).

Il se pourrait cependant que la formation tout au moins de certains sols fossiles, fût dans une certaine mesure aussi une conséquence des oscillations de la grande calotte du glacier würmien du N de l'Europe. Les oscillations répétées du glacier würmien, enregistrées par W. SOERGEL (245) dans le N de l'Allemagne, ont été traduites synthétiquement par L. KOZLOWSKY pour la Pologne (105). Reprenant l'étude de ce problème à son compte, le géologue S. VON BUBNOFF, spécialisé dans les recherches sur la période glaciaire, se rallie lui aussi à l'opinion des auteurs cités. Il admet quatre ou même cinq phases d'avancement du glacier würmien et aboutit à la conclusion, dont nous tenons à souligner ici l'importance, que le même phénomène a dû également se produire sur le territoire de la Russie occidentale (33). Cette hypothèse a été admise en principe aussi par le géologue russe A. JURMINSKY (98). Ces oscillations du glacier würmien semblent avoir été ressenties dans les montagnes de l'Europe sud-orientale, comme par exemple au Caucase (194 et 276) et dans les Balkans (60). Tout en étant un peu moins affirmatif en ce qui concerne la chaîne carpatique, on pourrait cependant admettre des conclusions plus ou moins analogues. Malgré

[1]) Le Post-Würmien dans l'ancien sens de la nomenclature.

[2]) Nous croyons qu'il est plus juste de les attribuer au Paléolithique supérieur (voir plus haut).

Institutul Geologic al României

les nombreux travaux publiés sur la glaciation des Carpates (154, 119—125; 275, 215, etc.), nous estimons que seules les recherches futures apporteront plus de lumière sur les variations de la glaciation carpatique, et résoudront aussi le problème des sols fossiles et leurs rapports éventuels avec certains phénomènes d'ordre général dans le domaine physico-géologique.

Au risque de paraître vouloir interpréter les faits à notre convenance, nous dirons qu'il se pourrait bien que même la grotte de Stânca Ripiceni, habitée à plusieurs reprises au Paléolithique supérieur ainsi qu'on l'a constaté, nous apportât des preuves relatives aux variations du climat et aux phénomènes physiques qui ont eu lieu au cours du Pléistocène supérieur.

Nous n'entrevoyons actuellement aucun critérium précis qui permette de rapporter une couche de loess ou de sol fossile à une époque déterminée du Pléistocène supérieur; aussi croyons-nous pouvoir en conclure qu'au Pléistocène supérieur ne se sont pas seulement formées beaucoup de couches de loess et de sol fossile, mais aussi, comme il a été dit plus haut, beaucoup de couches de cailloutis.

Aucune des méthodes applicables à la stratigraphie du Pléistocène [1]) n'offre des critériums suffisants pour établir la limite inférieure, chronologique et stratigraphique, du loess récent II. La méthode archéologique n'est guère plus apte à projeter une lumière sur cette question, puisque le problème de l'Aurignacien inférieur et moyen n'est pas encore résolu.

Nous possédons en échange des données beaucoup plus précises et plus complètes, sur l'intensité maximum, la diminution et l'arrêt de la sédimentation du loess récent (Jüngerer Löss). Voici à cet égard les conclusions des auteurs qui se sont attachés à l'étude du loess dans le NE de la Roumanie et dans d'autres régions.

Selon A. P. Pavlov, la sédimentation du loess en Bessarabie aurait cessé vers la fin de l'époque glaciaire du Würmien I (170). Nous n'aurions donc, à son avis, que le loess récent I (Jüngerer Löss I). Il synchronise aussi le Magdalénien au Bühl (169), ou à l'époque néowürmienne - mecklembourgienne (170). N. Florov, qui abonde à peu près dans le même sens, estime que la sédimentation du loess s'arrête au Post-Würmien, c'est-à-dire avec la fin de l'Interstade Würmien I—Würmien II (77). Plus récemment encore, I. G. Botez estime que « le loess proprement dit, avec ses niveaux du Paléolithique supérieur, correspondrait au Würmien II » (24, page 24).

Dans son tableau synoptique sur le Pléistocène de la Moldavie, R. Sevastos (225) englobe le dernier loess dans l'Interstade würmien; mais en 1910, il semble entrevoir encore un autre loess plus récent (227).

Dans la région de la rive ukrainienne du Dniester, G. Polansky synchronise le dernier loess (Jüngerer Löss II) au Würmien II, en même temps

[1]) Les méthodes stratigraphique, paléontologique et archéologique (30).

Institutul Geologic al României

qu'à l'Aurignacien supérieur (183 a) [1]). V. KROKOS formule la même synchronisation géologique (108 a) [2]), mais fait correspondre le Würmien II à une partie (?) du Paléolithique Post-Aurignacien (108). L. KOSLOWSKY (105 et 106), s'exprime à peu près dans les mêmes termes, estimant que la sédimentation du dernier loess aurait dépassé de peu l'époque solutréenne, tandis que E. WERTH (278) croit qu'elle ne l'a pas dépassée. D'après F. WIEGERS (277), l'intensité maximum de la sédimentation du loess récent correspondrait à l'Aurignacien et au Solutréen, et la sédimentation cesserait au cours du Magdalénien supérieur; tandis que d'après W. SOERGEL (244), la sédimentation de la roche éolienne se serait continuée aussi dans le Magdalénien, et aurait même atteint la fin de cette époque. En ce qui concerne la région de l'Occident la plus riche en loess, V. COMMONT (56 et 57), considère que la sédimentation du récent loess a cessé dans le N de la France à la fin de l'époque solutréenne.

Partant de certaines constatations d'ordre archéologique et stratigraphique faites dans les dépôts éoliens de Banjica, à 2 km. au S de Belgrade, W. LASKAREW en conclut que « la formation du premier loess se continua (s'acheva ? [3]) durant l'époque de Bronze » (112, page 17). Cette constatation, et aussi le matériel pléistocène du loess découvert dans les environs de Belgrade, ont décidé l'auteur à renoncer complètement à la vieille théorie relative à la chronologie et à l'âge du loess (111).

Une autre observation non moins importante est celle faite par N. FLOROV, qui a rencontré dans la berge du Dniester, aux alentours de la commune de Percăuți, une coupe de loess recélant des couches néolithiques superposées, dont l'une à 140, cm et l'autre à 50 cm de profondeur. Ces deux couches appartiennent à des types différents du Néolithique, la couche située à 140, cm de profondeur contenant un matériel révélant une culture beaucoup plus élevée (céramique colorée, peinture compliquée, etc.), que celle de la couche au-dessus (79, page 86).

Il résulte de son exposé que les couches archéologiques en question se trouvent *in situ* dans le loess, et ne représentent pas une sédimentation remaniée. N. FLOROV (77), dans sa chronologie du Quaternaire de Bessarabie [4]) ne tient pas compte de sa constatation faite à Percăuți et place le dernier

[1]) L'auteur ne fait figurer dans son tableau chronologique, ni le Solutréen, ni le Magdalénien, etc.; il passe de l'Aurignacien supérieur (Würmien II) directement à l'époque néolithique (Holocène).

[2]) Nous déduisons cette dernière synchronisation du fait que l'auteur attribue l'Aurignacien de Zuravca avec son sol fossile à la fin de l'Interstade würmien (Würmien I—Würmien II).

[3]) Expression employée par W. LASKAREW.

[4]) Cuaternaru' în Basarabia. *Dări de seamă, Inst. Geol. Rom.* Vol. XIII (1924-25), pp. 4—70. București, 1930. (voy. 77).

Institutul Geologic al României

loess dans la période Post-Würm-Zeit, en synchronisant le sol contemporain au Nach-Würm-Zeit: stades Bühl et Daun. Sa déduction, comme quoi il s'agirait d'une formation appartenant au Pléistocène supérieur final, est contraire à l'opinion des autres géologues, qui s'accordent pour rapporter le sol végétal à l'Holocène.

Selon nous, dans le NE de la Roumanie, le loess récent II (Jüngerer Löss II) a atteint son maximum de sédimentation durant l'intervalle archéologique Aurignacien supérieur — Magdalénien moyen, ou si l'on se rapporte à la chronologie géologique, à l'étage supérieur de l'Interstade würmien (Würmien I—Würmien II) et au Würmien II ou Néo-Würm (consulter les coupes géologiques de La Izvor, In Ponoară, Mitoc, Lopatnic, Molodova, Cormani, Răspopinți, etc.). Il se peut même que la sédimentation de ce loess se soit continuée aussi au cours du Magdalénien supérieur, c'est-à-dire au Post-Würmien inférieur [1]), par exemple à In Ponoară. Après cette époque, la sédimentation diminue rapidement.

Contrairement à l'hypothèse de N. Florov, le sol actuel est donc une formation entièrement neuve. Favorisée, par endroit, par la configuration du terrain, la formation du sol a commencé quand la sédimentation du loess s'est ralentie, c'est-à-dire à la fin du Mésolithique ou au Néolithique [2]), quand il atteint son plein développement. Après cette époque, de la période protohistorique à nos jours, la couche de terre végétale s'est enrichie en humus. Dans d'autres endroits. se sont produits cependant aussi certains processus de dégradation et de dénudation du sol formé.

Notre désaccord avec les autres auteurs — Pavlov, Florov, Sevastos, etc. sur l'âge du dernier loess, tient à ce que nous disposons d'un matériel informatif bien plus riche que le leur; or, ceci nous permet d'enregistrer d'une manière plus précise le développement et la succession de certains phénomènes au cours du Pléistocène.

Si, d'autre part, nos conclusions s'écartent de celles de G. Polansky, L. Koslowsky, E. Werth, W. Soergel, F. Wiegers, V. Commont, etc., la chose s'explique par des considérations d'ordre géographique, et aussi par les distances qui séparent notre région de celles étudiées par ces auteurs. Il ne faut pas non plus oublier que la région qui a fait l'objet de nos recherches ne fait pas partie du territoire glaciaire ou, mieux, périglaciaire; de sorte qu'ici ont pu se développer certains phénomènes physiques légèrement différents de ceux qui se sont produits sur les territoires plus septentrionaux qui ont été couverts par les glaces.

[1]) Dans l'acception de la nouvelle nomenclature.

[2]) V. A. Gorodtzov s'exprime à peu près dans le même sens relativement au tchernoziome de la Russie méridionale (84 et 85).

Institutul Geologic al României

B) OBSERVATIONS D'ENSEMBLE SUR LA FLORE, LA FAUNE ET LE CLIMAT PLÉISTOCÈNE

PLÉISTOCÈNE INFÉRIEUR

Comme nous l'avons déjà dit, nous ne pouvons établir une chronologie des dépôts du Pléistocène inférieur sur des données d'ordre paléontologique, puisque nous n'avons rencontré que tout à fait exceptionnellement des restes de flore et de faune.

La présence de la flore est indiquée par des morceaux de troncs silicifiés qu'on rencontre dans les graviers des terrasses supérieures. Leur étude macroscopique révèle qu'ils appartiennent à des plantes différentes. Une étude microscopique des échantillons trouvés manque encore et même si on devait la tenter un jour ou l'autre, le tableau phytopaléontologique n'en resterait pas moins assez incomplet.

La faune est représentée par quelques restes de Mammifères (un carnivore et un herbivore-Bovidé?) découverts dans les graviers de la terrasse rissienne de In Ponoară, sur le Prut. Parmi les Proboscidiens, on peut citer *El. trogontherii*, trouvé dans les graviers d'une terrasse similaire sur le Dniester, à Voloşcova, et aussi sur le Prut [1]). On peut ajouter à ces spécimens l'Elephant antique de Gherman-Dumeni, un des derniers représentants de cette espèce disparue au cours du Pléistocène moyen.

Quant au climat, dans la mesure où l'on peut formuler une opinion fondée uniquement sur la présence de ces restes biologiques du Pléistocène reculé, c'est se hasarder que d'affirmer qu'il était plutôt tempéré que chaud. Nous ne serons fixés à cet égard que lorsque nous disposerons d'un matériel paléontologique plus abondant.

PLÉISTOCÈNE MOYEN

Flore. Les morceaux de troncs silicifiés sont peut-être plus fréquents dans les graviers du Pléistocène moyen que dans ceux des âges antérieurs qui, eux non plus, n'ont pas fait l'objet d'études suffisantes. Grâce aux recherches de M-elle S. LECLERCQ, sur les charbons de plantes provenant des dépôts éoliens du Moustérien supérieur, nous pouvons affirmer que les Gymnospermes couvraient les régions du Prut, où l'on signale la présence du genre *Pinus*. Cette constatation est d'autant plus importante pour nous, qu'elle corrobore la déduction qu'on peut tirer de la présence des restes de faune découverts, à savoir que le climat était froid.

[1]) Cf. I. SIMIONESCU. Elephas trogontherii POHL. în România; *Ac. Rom. Mem. Secţ. Şt.* Bucureşti, 1930.

Institutul Geologic al României

Faune. Les Mollusques, quoique nombreux en tant qu'individus, sont relativement pauvres en espèces. On a rencontré dans les dépôts de terrasses: *Vallonia pulchella* MÜLL., *Urodokia fluviatilis* LINNÉ, *Planorbis planorbis* LINNÉ, *Planorbis* sp., *Helicella* sp., *Valvata piscinalis* MÜLL., *Microcolpia acicularis* FER., *Sphaerium rivicolum* LEACH, *Unio tumidus* RETZ, etc.; dans les dépôts éoliens, des Gastéropodes caractéristiques pour le loess, telles par exemple *Succinea oblonga* DRAP., *Chondrula tridens* MÜLL., etc.

Les Mammifères présentent un intérêt particulier. Les graviers de terrasses contiennent, outre les formes communes au Pléistocène entier (Bovidés, Equidés, Cervidés, etc.), de nombreux *Elephas primigenius* BLUM. et par-ci par-là aussi des derniers représentants d'*El. trogontherii* POHL. Dans les horizons supérieurs, on remarque la coexistence du Mammouth (*El. primigenius*) et du *Rhinoceros tichorhinus* FISCH.

Outre ces deux grands Mammifères, on observe, dans les dépôts éoliens sédimentés après la formation de la terrasse, *Cervus tarandus* L., (*Rangifer tarandus* H. SCHMIDT, sp. L.), *C. elaphus* L., *Bos primigenius* BOJ., *Bison priscus* H. v. MEYER, *Equus fossilis* MEYER, *Ursus priscus*, *Canis* sp., etc. Les trois premières de ces formes dénotent que la faune froide considérée comme typique pour le Pléistocène supérieur était déjà constituée à cette époque.

Climat. A en juger d'après la faune, surtout d'après les restes nombreux d'*El. primigenius*, le climat devait être plutôt froid déjà au commencement du Pléistocène moyen; comme par la suite il devient de plus en plus froid, la flore et la faune affectent des caractères comparables à ceux qu'on leur connaît au Pléistocène supérieur de l'Ouest de l'Europe.

En ce qui concerne l'étage supérieur du Pléistocène moyen, comme d'ailleurs aussi son étage moyen, la prédominance des vents de NNE, de provenance lointaine, en l'occurence de la région occupée par la calotte glaciaire se ressent fortement. Leur effet positif est représenté par les formations de loess, dit Jüngerer Löss I, déposé à ce moment.

PLÉISTOCÈNE SUPÉRIEUR

Comme nous l'avons déjà spécifié au chapitre précédent, les dépôts du Pléistocène supérieur (Paléolithique supérieur) présentent dans le NE de la Roumanie un développement particulier, aussi bien en épaisseur qu'en étendue. Les fossiles, très nombreux et aussi bien variés, abondent également dans les dépôts des stations qui recèlent des industries appartenant au Paléolithique supérieur. Or, cette coexistence de représentants de faune et même de flore, et de divers stades de l'industrie de l'Homme, est un fait capital pour le parallélisme. On peut, dans ces conditions, reconstituer le tableau réel des phénomènes biologiques et physiques qui se sont accomplis durant cette période du Quaternaire.

Institutul Geologic al României

Flore. Sur le Prut, la flore du Paléolithique supérieur est représentée par les *Gymnospermes* (*Pinus* sp. et *Abiétacées*) et, vers la fin de cette période, aussi par *Quercus* sp. (113). Sur le Dniester, nous trouvons: *Abies alba* MILL., *Picea Excelsa* LINK., *Pinus silvestris* LINK. et *Pinus* sect. *Pinaster* (187). De ces données quelque peu sommaires sur la répartition desdites espèces, nous pouvons cependant conclure que la flore était la même sur toute l'étendue du NE de la Roumanie et même bien au delà; on cite, en effet, un matériel similaire en Podolie polonaise, région un peu plus septentrionale mais limitrophe (183 a), en Pologne (105) et sur le Dnieper (212). D'autre part, certaines plantes appartenant à un climat plus tempéré étaient synchrones de cette flore froide dans des régions plus méridionales; on peut le déduire de l'ensemble phyto-paléontologique du Paléolithique supérieur de la Crimée, récemment étudié par J. PALIBINE et A. HAMMERMANN (167; voir aussi 20).

Etant donné l'insuffisance des materiaux, nous ne pouvons guère nous hasarder à établir la spécification de la flore et sa variation d'une époque à l'autre. Cette variation a dû sans doute se produire, mais il y a lieu de croire qu'elle n'a pas été bien forte. Les restes de *Quercus* découverts à Mitoc-La Mori indiquent cependant déjà un autre coloris pour la flore de l'époque magdalénienne du Prut.

Quoique bien modestes et absolument unilatéraux, les restes phyto-paléontologiques mentionnés dans la première partie de cette étude, permettent cependant de nous faire une certaine idée des plantes ligneuses. On peut donc logiquement admettre l'existence des plantes herbeuses, Phanérogames aussi bien que Cryptogames, qui composaient la végétation des sols fossiles et à la formation desquels elles ont principalement contribué. Nous ajouterons encore à ce sujet, que si l'on a observé dans bien de stations paléolithiques (La Malul Galben Mitoc, Stânca Ripiceni, Cormani, etc.) de fortes quantités de cendres, on n'y a trouvé en échange que de faibles restes de charbons. Même la couche étendue et relativement épaisse de cendres et de charbons de Neporotova, semble provenir d'une végétation mixte, à savoir de forêt (ligneuse) et de steppe (herbeuse); aussi la faune de la forêt mêlée à celle de la steppe, nous permet-elle de conclure au caractère mixte de la végétation au Pléistocène supérieur.

Faune. Bien qu'elle représente un trait caractéristique, la faune du Paléolithique supérieur ne constitue pas autre chose par ses caractères fondamentaux qu'un prolongement de la faune précédente de l'étage supérieur moustérien, avec un développement plus vaste.

Le Mammouth (*El. primigenius* BLUM.), semble abonder ici tout autant que dans le Moustérien supérieur. On peut observer que le nombre des lamelles des molaires (m. 3) y reste le même, soit autour de 8 ou légère-

Institutul Geologic al României

ment au-dessus. *El. primigenius* forme sibérienne, avec la fréquence lamellaire de 10—11 pour M. III, ainsi que CH. DEPÉRET et L. MAYET l'ont précisé (60, pages 188—190), semble n'être représenté dans le Pléistocène supérieur que d'une manière tout à fait exceptionnelle. Il sied cependant de faire remarquer que la forme normale d'*El. primigenius* était très abondamment représentée en individus, surtout dans la première moitié du Pléistocène supérieur, lequel est synchrone de l'Aurignacien de la chronologie préhistorique. Leur nombre diminue après cette période; mais on les retrouve dans les dépôts solutréens et même dans les dépôts magdaléniens, à In Ponoară p. ex., ce qui corrobore aussi bien les faits relevés par plusieurs auteurs que les conclusions d'ordre synthétique auxquelles DEPÉRET et MAYET ont abouti (*loc. cit*). Le Mammouth a donc disparu en Europe orientale extra-carpatique, plus ou moins à la même époque qu'en Europe occidentale.

Le Rhinocéros — *Rhinoceros tichorhinus* FISCH. — prend une expansion évidente au Pléistocène supérieur.

A peine trouvable au Moustérien supérieur primordial, le Renne — *Rangifer tarandus* — se répand au cours de la dernière période paléolithique dans tout le NE de la Roumanie, pour atteindre son développement numérique maximum durant l'Aurignacien supérieur, le Solutréen ou le Magdalénien inférieur. Après cette époque qui correspond dans une certaine mesure au Néo-Würmien (Würmien II), le nombre des Rennes commence à diminuer rapidement; vers la fin du Paléolithique (Pléistocène supérieur) disparaissent les derniers individus de cette intéressante espèce circumpolaire, dont l'origine paléontologique semble assez mystérieuse, comme M. BOULE le fait remarquer (28, p. 215). On entrevoit la disparition du Rhinocéros et du Mammouth peu de temps avant celle du Renne.

Outre ces trois formes principales, nous citerons aussi la présence d'autres animaux, aussi nombreux comme individus que comme espèces. Ce sont, parmi les herbivores: *Bison priscus*, *Bos primigenius*, *Equus caballus fossilis*, *Equus* sp., *Cervus elaphus*, *C. Capreolus*, *Capra ibex*, *Rupicapra tragus*, etc.; parmi les rongeurs: *Arctomys Bobac*, *Arvicola amphibius*, *Lepus timidus*, etc.; parmi les carnivores: *Felis leo spelaea*, *Hyaena spelaea*, *Ursus spelaeus*, *Canis lupus*, *Canis vulpes* et autres animaux de taille plus petite. Cet ensemble mammalogique est complété par des représentants des oiseaux, comme *Vultur fulvus*, par plusieurs formes de l'ordre des *Paseres*, etc., et par des invertébrés comme les Gastéropodes et les Lamellibranches.

Les restes de Renne semblent indiquer une faune de toundra; mais celle-ci n'est représentée par aucun autre Mammifère ni Oiseau; quant aux fragments de cornes découverts dans la faune du Dniester et attribués à *Ovibos moschatus* (24), ils ne constituent pas un argument décisif en faveur de l'existence de ce mammifère sur le territoire de la Roumanie.

Institutul Geologic al României

En ce qui concerne le Renne, M. BOULE a établi dans le Pléistocène supérieur de la France, la coexistence du Renne des forêts et du Renne des marécages et des plaines (28). Aboutissant à la même conclusion pour la Bessarabie, I. G. BOTEZ croit qu'ici c'est le type de forêt qui aurait prédominé (24, p. 33). Nous ne devons donc considérer le Renne comme un représentant caractéristique de la toundra, mais plutôt comme un membre de la faune arctique habituelle.

Au Pléistocène, la Moldavie, la Bessarabie et la Podolie formaient ensemble un noyau central délimité ainsi: au NNE par la calotte d'extension maximum du glacier de la Pologne et de la Russie, au SSW par le territoire circum-méditerranéen de la Mer Noire, « Bărăgan » et Bulgarie, à l'W par les Carpates et à l'E par les steppes russo-asiatiques.

La situation géographique du NE de la Roumanie et ses rapports avec les territoires voisins, expliquent cette faune pléistocène dans laquelle se mêlent des espèces appartenant à des zones géographiques tout à fait différentes. Nous constatons à ce sujet que le mélange de la faune du climat toundroïde-boréal et subarctique (Renne, Mammouth et Rhinocéros), avec la faune alpine (Bouquetin, Chamois, Ours, etc.), la faune de steppe Bobac, Lièvre, Cheval, etc.) et la faune du climat chaud (Lion, Hyène), constitue en somme un phénomène biologique assez normal, bien que très remarquable.

Cette conclusion s'avère d'autant plus exacte qu'on a signalé en Pologne et Russie moyenne, *Ovibos moschatus*, *Canis lagopus*, *Lepus variabilis*, *Myodes torquatus*, *Gulo borealis*, *Lagopus albus*, etc., par conséquent des représentants typiques de la toundra [1]).

Tout en ne manquant ni dans le Sud de la Roumanie ni en Bulgarie, ces représentants, tels *El. primigenius*, *Rh. tichorhinus*, le Renne etc., y sont moins nombreux que dans le N de la Moldavie.

Au Pléistocène supérieur, les conditions climatiques et le milieu biologique dans le N de la Roumanie étaient sans doute propices à un développement intense de la faune froide; mais tout de même pas assez rudes pour empêcher le Lion et l'Hyène de vivre dans ces parages. Cependant, le climat s'adoucissant avec le temps, le Renne, le Rhinocéros et le Mammouth durent se retirer vers le N, dans des régions plus froides, où ils trouvaient des conditions d'existence plus favorables. Mais là aussi le Mammouth et le Rhinocéros disparaissaient rapidement, pour des raisons qu'on n'a pu encore élucider. Quant au Renne, parfaitement acclimaté aux conditions physiques des régions arctiques, il persistait jusqu'à nos jours à l'état sauvage dans diverses régions du N de l'Eurasie et de l'Amérique du Nord [2]).

[1]) L. KOZLOWSKY (105), VOLKOV (273 et 274), P. TOUTKOWSKY, (256); P. EFIMENKO (80) et d'autres auteurs polonais ou russes.

[2]) Outre les traités classiques, consulter TH. G. IVANOV-DIATLOV: Parmi la popula-

Institutul Geologic al României

La disparition du Lion et de l'Hyène s'explique sans doute par des raisons d'ordre biologique et certainement par l'intervention de l'Homme. Les autres animaux, tels le Bison, l'Aurochs et le Cheval, s'étant acclimatés aux conditions nouvelles, persistèrent aussi plus longtemps.

Lorsque nous avons décrit les représentants de la faune, nous avons analysé, presque pour chaque espèce séparément, leur distribution stratigraphique régionale (consulter le tableau) et territoriale, ainsi que leur dispersion paléogéographique en Europe orientale [2]). Il résulte également de nos recherches que toute la faune de mammifères citée au Pléistocène supérieur peut être répartie en quatre groupes [1]), d'après son époque de disparition et d'émigration du NE de la Roumanie, à savoir:

a) Animaux disparus au cours ou à la fin du Pléistocène supérieur: *El. primigenius* forme normale et sibérienne, *Rhinoceros tichorhinus*, *Rangifer tarandus*, *Capra ibex* (?), *Rupicapra tragus*, *Felis leo spelaea*, *Hyena spelaea*, *Ursus spelaeus*.

b) Animaux disparus au cours de l'époque postpaléolithique-néolithique: *Cervus elaphus*, probablement aussi *Arctomys bobac*.

c) Animaux disparus au cours des temps historiques: *Bison*, *Aurochs*, Cheval sauvage.

d) Animaux qui se sont perpétués jusqu'à nos jours: Chevrette (rare), Lièvre, Loup, Renard, Zizel.

La disparition et l'émigration de ces animaux se produisaient graduellement et à des sous-époques différentes. Le principal facteur qui a contribué à l'émigration de la faune diluviale du territoire envisagé dans cette étude, comme de l'Europe en général, a été le changement intervenu dans les conditions physico-climatiques; l'adoucissement relativement brusque de la température vers la fin du Pléistocène a été fatal à l'ensemble faunique adapté au climat froid. Il ne faut pas non plus oublier l'Homme paléolithique: son intelligence et ses aptitudes spéciales pour la chasse le rendaient particulièrement redoutable aux animaux qu'il exterminait sans pitié.

Il en est tout autant en ce qui touche les animaux de l'Holocène. C'est l'Homme, celui du Postpaléolithique comme celui de nos jours, qui a provoqué la disparition des espèces qui peuplaient autrefois les régions tempérées et qui auraient continué à se perpétuer sans son intervention destructive. A mesure que l'Homme peuplait ces riches territoires et perfectionnait ses armes d'attaque, les animaux se retiraient de plus en plus dans les montagnes ou dans des régions désertes qui leur offraient plus de sécurité.

tion lapone dans la Presqu'île de Kola. *Soc. R. Géogr.* 1920 et D. A. ZOLOTAREW: Expédition ethnologique en Laponie. *Soc. R. Géogr.* Leningrad, 1927.

[1]) A cause de difficultés d'impression ces parties du travail ont été supprimées.

[2]) Certaines espèces à l'égard desquelles nous ne pouvons encore nous exprimer en toute certitude ne sont pas mentionnées.

Institutul Geologic al României

Que les choses ont dû se passer ainsi, la faune des stations néolithiques, tellement variée et richement représentée, nous l'indique très clairement. Nous possédons en outre à ce sujet le témoignage de DIMITRIE CANTEMIR qui, dans certaines descriptions de la Moldavie (1715), parle des Bisons, des Chevaux sauvages et autres animaux actuellement disparus, et qui existaient alors couramment dans cette province.

Aujourd'hui nous constatons la disparition, du fait de l'Homme, des chevreuils, ours, loups, renards et lièvres, encore représentés mais par de rares individus.

Climat. Comme la faune et la flore du Pléistocène supérieur dans le NE de la Roumanie comprennent surtout des éléments propres aux régions à basse température, nous en inférons qu'un climat froid a du régner à cette époque.

Si une grotte aussi incommode par son étroitesse, comme celle de Stânca Ripiceni, a servi à plusieurs reprises de demeure à l'Homme au Paléolithique supérieur, cela prouve que le froid l'a obligé de se conter d'un pareil abri. C'est toujours la basse température qui a fait se confiner dans des cavernes des animaux aussi avides de chaleur et d'espace que le lion et l'hyène.

C'est également au cours de cette période que se dépose l'épaisse couche de loess à zones de sols fossiles et couches de cailloutis. Il n'aurait pu se déposer que favorisé par certaines circonstances, en l'occurence un climat sec et riche en courants d'air susceptibles de transporter facilement les poussières. Au cours des périodes un peu plus calmes, sans vents mais un peu plus humides, il s'est produit un remaniement particulier du loess: il s'est formé à la faveur d'une invasion intense de la végétation, une couche de sol. Ces phénomènes, s'étant succédés plusieurs fois durant le Pléistocène et le Holocène, ont engendré plusieurs horizons de loess et de sols fossiles. Il n'en est pas moins vrai que chacune de ces périodes était interrompue par de fortes et brusques averses, ou parfois aussi par de brusques fontes des neiges, qui ont emporté, en partie ou même entièrement, quelques-uns des horizons de sol et de loess. En même temps, les eaux dévalant avec force des hauteurs, entraînaient les graviers le long des pentes jusque dans la vallée, où ils pénétraient au milieu de formations éoliennes plus ou moins typiques.

La température s'adoucit quelque peu vers la fin du Pléistocène supérieur, mais le climat devient encore plus sec et riche en vents du N et NE et le loess recommence à se déposer avec une grande intensité. Il n'est pas exclu que justement le climat de cette époque ait contribué à la création des paysages quasi désertiques qu'on observe sur les rives du Dniester [1]).

[1]) Certains auteurs ukrainiens croient qu'à l'époque postglaciale le territoire de la Podolie était un désert. Nous ne partageons pas cet avis.

Institutul Geologic al României

Comparativement au climat d'aujourd'hui, le climat du Pléistocène supérieur était généralement beaucoup plus froid. Sa moyenne annuelle était inférieure à celle du climat actuel des Carpates. Bien que les saisons fussent définies, la différence thermique d'une saison à l'autre était peu sensible, ainsi que l'indiquent les vaisseaux du bois; leur diamètre reste toujours le même, alors que les mêmes plantes présentent de nos jours des vaisseaux ligneux plus larges au printemps et en été, qu'en automne.

En résumé, le climat du Pléistocène supérieur a subi des variations périodiques: tantôt il était sec et riche en vents, tantôt un peu humide, bien qu'en somme les variations thermiques d'une saison à l'autre fussent encore légères.

C'est seulement vers la fin du Pléistocène supérieur, chronologiquement donc pas loin du Holocène inférieur, que la température s'élève un peu, mais dans son ensemble le climat est encore sec et riche en vents. La différence entre les saisons semble s'accentuer de plus en plus jusqu'au Mésolithique supérieur, lorsqu'un nouveau régime climatique, peut-être plus uniformément tempéré et plus chaud que le régime actuel, a enfin pu se fixer.

C) CARACTÉRISTIQUES DES ÉPOQUES PALÉOLITHIQUES

Après avoir présenté les industries paléolithiques de chaque horizon, dans chacune des localités étudiées de notre région, nous croyons utile de donner un aperçu synthétique des différentes époques en relevant leurs traits caractéristiques. En même temps, nous essayerons de préciser les rapports de nos industries avec celles des régions voisines et plus lointaines. De cette manière on pourra mieux apprécier la part de vérité et les points faibles des interprétations concernant le Paléolithique de la Roumanie et de l'Europe orientale en général.

PALÉOLITHIQUE INFÉRIEUR (CHELLÉEN ET ACHEULÉEN)

Nous n'avons aucun indice archéologique certain sur le Chelléen. Il n'y a pas non plus des références à son sujet.

On rencontre parfois dans la bibliographie, la mention de l'existence de l'industrie à faciès « micoquien », relevant de l'époque acheuléenne (4 et 5). Nous avons essayé de montrer (143) que ce Micoquien, dont l'industrie a été imparfaitement déterminée, n'existe pas avec le sens que son auteur lui prête. C. Ambrojevici, en suivant l'idée de O. Hauser, intercale en effet ce Micoquien entre le Moustérien et l'Aurignacien. Ceci est cependant contraire

Institutul Geologic al României

à l'opinion de la majorité des auteurs qui l'attribuent au Paléolithique inférieur, plus précisément à l'Acheuléen supérieur.

D'autre part, l'Acheuléen cité dans le dernier ouvrage de l'auteur (6), à Cormani et Chișla-Nedjimova, n'est pas autre chose que son « Micoquien » d'autre fois. Le nom d'Acheuléen a été introduit, par les rédacteurs de la revue « *Wiener prehistorische Zeitschrift* » (193), dans laquelle cet ouvrage a été inserré.

L'existence du Paléolithique inférieur n'est pas mieux prouvée dans le reste de la Roumanie. Nous sommes en effet d'avis que les outils préchelléens, acheuléens et micoquiens, découverts et décrits par M. Roska, en Transylvanie (201, 202, 203, 204, 206, 209 et 210) sont en réalité, de moins pour la plupart, des objets résultant de l'action, sur des fragments de roches, de différents agents mécaniques et thermiques de la dynamique externe. Ces pseudo-outils ne sont nullement un produit du travail de l'homme.

Bien que l'existence de ces anciennes industries ne soit pas encore prouvée en Roumanie, la présence du Paléolithique inférieur est cependant démontrée en l'Europe orientale. Il est representé dans la grotte Kiiki-Koba, de Crimée (19, 20), et aussi dans les cavernes Okienik (distr. de Bedzin) et Nad-Galoska (distr. de Podgorze) [1]), en Pologne (105 et 106). L'industrie représentée dans ces localités est l'industrie micoquienne et constitue la plus ancienne culture connue en Europe orientale. Les découvertes faites en Ucraine et en Pologne n'excluent pas l'espoir d'arriver à trouver, en Roumanie aussi, des produits datant du Paléolithique inférieur. Il est juste en effet de reconnaître que les endroits que nous venons de citer sont des points dispersés, tout à fait isolés les uns par rapport aux autres. La présence d'une culture paléolithique inférieure n'est pas prouvée, ni pour la Tchécoslovaquie (44), ni pour la Hongrie (94), ni pour le reste de la Presqu'île Balcanique. Par contre, en Allemagne, en Autriche, en Italie, en Suisse, etc., on a signalé souvent des dépôts de cette période, dépôts qui sont de plus en plus fréquents à mesure que l'on s'approche de la France.

Étant donné que les conditions physiques et biologiques en Europe orientale, en dehors des endroits mentionnés, ont pu être également favorables au développement de l'Homme, il est à espérer que les découvertes se multiplieront et que la Roumanie aussi offrira tantôt sa contribution à ce point de vue. Ce qui nous encourage à le croire est que bien de régions n'ont pas été explorées en vue du progrès de l'archéologie diluviale et que même celles où l'on ait fait des recherches dans cette voie sont loin d'avoir été explorées d'une manière suffisamment poussée.

[1]) L'industrie trouvée à cet endroit présente faciès de Combe-Capelle.

Institutul Geologic al României

PALÉOLITHIQUE MOYEN (LEVALLOISIEN ET MOUSTÉRIEN)

Contrairement au Paléolithique inférieur, nous trouvons représentées en Roumanie du NE les deux industries du Paléolithique moyen. Parmi celles-ci l'industrie moustérienne est particulièrement riche et bien représentée.

Levalloisien. L'industrie levalloisienne a été constatée dans les dépôts de la terrasse inférieure, à Vasilica, Gherman-Dumeni et In Durduca (Cuconeştii Vechi), à gauche du Prut. Sur la rive droite, nous ne la trouvons qu'à La Izvor-Ripiceni. Les alluvions de terrasse de tous ces points, In Durduca excepté, sont recouvertes par des dépôts éoliens et par le loess, épais de 4 à 10 m. Il est intéressant que jusqu'à présent on n'ait pas trouvé, sur le Dniester, aucune trace d'industrie levalloisienne. Le mobilier de cette culture est représenté par des disques (fig. 14, No. 6) et par des « éclats levalloisiens ». Les disques sont retouchés en certains endroits, fait dénotant qu'ils ont été apprêtés afin d'être rendus propres à un nouveau genre de besogne. On peut toutefois admettre aussi l'hypothèse qu'ils ont été employés dans cet état comme de vrais outils. Parmi les éclats, on distingue de vraies lames (fig. 14, No. 1). En échange, presque tous les silex portent des traces de détériorement et même des rayures. Ce fait s'explique facilement par leur présence dans les graviers de la terasse : ils ont été, au moins en partie, roulés durant leur transport par les eaux courantes. D'aileurs, certains os qui accompagnent les produits lithiques portent les mêmes signes de détérioration.

Seulement dans une localité, à Gherman-Dumeni, nous avons trouvé aussi des os utilisés et en partie même travaillés. Parmi ces derniers, se distingue surtout un poignard, ou gros poinçon, confectionné dans un métacarpe d'équidé.

Le faciès morphologique de ces pièces dénote tous les caractères d'une industrie levalloisienne. Il paraît même qu'elles appartiennent à l'époque levalloisienne supérieure (le Levalloisien IV et V). Les données stratigraphiques réunies dans la vaste station moustérienne de La Izvor ne s'opposent pas à une telle détermination.

En ce qui concerne les rapports de l'industrie levalloisienne du Prut avec celle des autres régions, il est trop tôt d'en parler: l'industrie levalloisienne ne se trouve pas représentée dans d'autres régions de la Roumanie et elle n'est pas citée non plus dans les états voisins (Bulgarie, Russie, Pologne, Tchécoslovaquie, Hongrie, etc.). D'autre part, la faible quantité de pièces recoltées et le nombre limité des instruments bien définis ne permettent pas d'établir des rapports étroits entre notre industrie du Prut et celle de la France, pays où le Levalloisien est très bien et très richement représenté

Quoiqu'il en soit, le Levalloisien de Bessarabie et de Moldavie jette

Institutul Geologic al României

une nouvelle lumière sur l'aire de dispersion de cette industrie. Dorénavant, on devra tenir compte également de cet étage dans la chronologie paléolithique en l'Europe orientale.

Le Moustérien. Le Moustérien inférieur qui, du moins en France, est synchronique du Levalloisien moyen (5), n'est pas connu en Roumanie. Cette industrie est très faiblement représentée aussi en Russie, en Pologne et en Tchécoslovaquie et elle manque totalement dans le reste des pays limitrophes de la Roumanie. Tout de même, croyons-nous, on pourrait attribuer au Moustérien moyen le disque moustérien (fig. 13) de Sculeni (v. la carte).

La plus rapprochée localité d'Ukraine où l'on ait constaté une industrie atribuée au Moustérien moyen est située au confluent de la rivière Dercul et du Donetz; elle a été découverte en 1924 par P. Efimenko (74). La grande rareté des stations de cet étage en Europe orientale est à souligner. Quant aux stations de Transylvanie où, d'après M. Roska, (o. c.), aurait-on trouvé des pièces appartenant au Moustérien moyen, nous croyons que le mobilier archéologique et les restes paléontologiques cités ne suffisent pas à convaincre qu'il s'agit de l'étage en question.

Par contre, le Moustérien supérieur est très répandu en Moldavie et présente une grande importance, autant par le nombre que par la nature et le travail des pièces. Cet étage est représenté par le sous-étage « Moustérien supérieur classique à coup-de-poing », dans la station de La Izvor, sur le Prut (v. la carte) et par celui du « Moustérien supérieur classique évolué », à Molodova et Naslavcea sur le Dniester.

Bien que les deux industries semblent être synchrones au point de vue stratigraphique, le mobilier à « coup de poing » trouvé près du Prut est techniquement supérieur à l'industrie évoluée du Dniester, où l'on remarque une tendance à la décadence de la technique moustérienne florissante.

Le mobilier moustérien supérieur classique à « coup-de-poing » de La Izvor se caractérise, comme le montre son nom même, par sa technique typiquement moustérienne supérieure du Moustier, de La Ferrassie et de La Quina, en France, comprenant également dans son inventaire les « coup de poings ». Nous avons insisté d'une manière toute spéciale, dans la première partie de ce travail, sur les caractères de cette industrie et sur ses rapports avec les autres étapes de l'industrie paléolithique des diverses localités de Roumanie et les plus importantes stations de l'Europe; nous ne revenons donc plus sur ce point [1]). A souligner seulement le fait, que son inventaire comprend la gamme complète de la catégorie des pièces unifaces, racloirs, pointes, grattoirs, perçoirs, scies, burins, etc., ainsi que des pièces bifaces,

[1]) A cause de difficultés d'impression ces parties du travail ont été supprimées.

Institutul Geologic al României

coup-de-poings, « Blattspitze », racloirs bifaces, etc. (pl. II, fig. 1, 8 et le tableau synoptique de la confection de l'industrie . . ., h. text).

Les outils en os ne manquent pas non plus. Par son inventaire complexe, sa technique particulière, sa rétouche superbe, notre station de La Izvor est unique jusqu'à présent pour l'Europe orientale et centrale prises ensembles.

En ce qui concerne le « Moustérien supérieur classique évolué », de Molodova et Naslavcea, bien que nous y constatons encore des pièces classiques superbes, pointes, racloirs, etc., nous ne rencontrons plus aucun outil biface; la technique est bien celle du Moustérien classique, mais la retouche semble y être moins soignée. Les éclats à faciès paléolithique supérieur deviennent plus fréquents que ceux du Moustérien levalloisiénoïde. Le contour de certains silex, tout en ayant le caractère de l'Abri Audi, diffèrent de l'industrie de ce type par leur morphologie et le manque de retouche d'accomodement [1]). L'ensemble de tous ces caractères nous oblige à considérer cette industrie, comme appartenant au Moustérien supérieur classique évolué.

La culture moustérienne supérieure a dû durer assez longtemps sur le territoire de la Moldavie et de la Bessarabie et a eu probablement une vaste extension géographique.

Dans plusieurs localités importantes du territoire paléolithique de l'Eurasie, comprises entre les points suivants, en quelque sorte cardinaux, La Quina (Charente), Schaitan-Koba (Crimée), ou même à Podkoumok (Piatigorsk), Wady-el-Mughera (Palestine) et Néanderthal (Prusse Rhenane), presque partout on a trouvé des squelettes de l'Homme de Neanderthal. En tenant compte aussi des mobiliers archéologiques trouvés en Syrie et en Palestine (82) et de ceux recoltés en Europe occidentale et orientale, à La Izvor en Moldavie et en Crimée, à Kiiki-Koba nous déduisons que durant le Paléolithique moyen, l'industrie moustérienne a eu une grande extension géographique et que l'Homme néanderthalien *(Hommo neanderthaliensis)* a été probablement la seule espèce humaine qui ait travaillé cette industrie typiquement moustérienne.

PALÉOLITHIQUE SUPÉRIEUR (AURIGNACIEN, SOLUTRÉEN ET MAGDALÉNIEN)

Aurignacien. Parmi les trois subdivisions du Paléolithique supérieur, l'époque aurignacienne est la mieux représentée en Roumanie, de même que dans le reste de l'Europe centrale et orientale. Cependant, en Roumanie, on peut douter de la présence des deux premiers sous-étages (inférieur et moyen) de l'Aurignacien. Car un seul silex, comme celui de La Izvor lequel

[1]) A consulter la bibliographie sur le Moustérien de France, d'Espagne, de Belgique, etc.

Institutul Geologic al României

a la morphologie d'une pointe de Châtelperon, est bien insuffisant pour nous en prouver l'existence. Cela d'autant plus qu'on n'ait rien trouvé de similaire dans le reste de la Roumanie extra carpatique. Cependant, la présence d'une telle pièce peut être admise à titre d'indication de l'existence de l'industrie en question. Le problème reçoit même un caractère d'importance si l'on observe que cet étage semble manquer jusqu'à présent en Europe centrale et orientale (105, 43, 44 et 267).

Nous trouvons, il est vrai, quelques brèves références sur l'existence de l'Aurignacien inférieur dans la Grotte de la Sirène, en Crimée (74, 20). Cependant, pour ce qui concerne le Paléolithique de Novosilka-Kostinkowa (Podolie polonaise; 183 a) on le considère comme une industrie préaurignacienne. Quant à l'industrie de l'horizon inférieur de Pakarna, elle est considerée comme aurignacienne primitive (1). Une partie des silex de Cioclovina, en Transylvanie (209), semble dater de l'Aurignacien inférieur.

L'Aurignacien moyen. La présence de l'Aurignacien moyen, en Roumanie, semble enveloppée du même mystère. La couche archéologique I, de la Grotte de Stânca-Ripiceni, comme aussi l'horizon inférieur du Paléolithique supérieur de Molodova, nous offre des mobiliers qui morphologiquement et stratigraphiquement peuvent être mieux raprochés des mobiliers de l'Aurignacien moyen. L'industrie de Molodova a été attribuée d'abord à l'Aurignacien moyen ; mais son étude ayant été reprise, elle fut rapportée plus tard à l'Aurignacein moyen final ou à une phase ancienne de l'Aurignacien supérieur (24, p. 15).

Cette dernière détermination s'imposerait, bien qu'on n'ait pas trouvé des pièces caractéristiques. Elle résulte du fait que les couches contenant le mobilier dont nous parlons, sont inférieures par rapport à d'autres qui ont offert des objets de l'Aurignacien supérieur typique.

Pour le reste de la Roumanie, le problème de l'Aurignacien moyen n'est pas plus clair. L'industrie considérée comme aurignacienne, de Buzeul Ardelean (255) semble représenter, d'après H. Breuil, un stade tardif de l'évolution de l'Aurignacien moyen, avec quelques tendances à l'Aurignacien supérieur (43, p. 206).

En Pologne, l'Aurignacien moyen n'est pas mentionné et en Russie on ne trouve que tout récemment la mention sommaire d'une telle industrie (217). Au contraire, en Bulgarie et Yougoslavie, on cite quelques points d'Aurignacien moyen et des silex du même âge (184, 186, 44). En ce qui concerne la Hongrie (94), la Tchécoslovaquie (44) et l'Autriche, cette époque semble avoir laissé des signes encore plus importants.

Si nous tenons compte aussi de l'opinion de H. Breuil sur l'origine africaine de l'Aurignacien européen, idée émise en 1912 (40) et qui subsiste malgré le temps passé depuis, nous pouvons supposer, à titre d'hypothèse, qu'une des voies de migration de l'Aurignacien, de l'Occident vers l'Orient, a été

Institutul Geologic al României

probablement la vallée du Danube. Suivant cette voie, la migration, plus intense au cours de l'Aurignacien moyen, aurait poussé quelques tribus sur le Danube inférieur, en Bulgarie et en Dobrogea (? Topalu—135). La plus grande partie des émigrants s'est arrêtée sur le territoire intracarpatique de l'Europe, déployant la culture spécifique à ces tribus, jusqu'à ce qu'un nouveau courant d'émigration qui s'est prononcé comme nous le verrons durant l'Aurignacien supérieur, a eu un effet encore plus décisif sur la culture humaine developpée dans cette partie de l'Europe.

Aurignacien supérieur. Contrairement aux étages précédents, l'Aurignacien supérieur est le mieux et le plus richement représenté en Roumanie. Nous le trouvons bien développé sur le Dniester: à Cormani, Molodova, Naslavcea, Răspopinți et aussi sur le Prut: grotte de Stânca Ripiceni, La Izvor, Lopatnic, etc.

Dans certains de ces points, bien qu'on ait constaté l'absence de l'Aurignacien moyen, on ne trouve toutefois pas le mobilier de l'Aurignacien supérieur définitivement établi (Molodova — l'horiz. infér., Răspopinți, Lopatnic, etc.); ou, du moins, à cause du nombre réduit de véritables instruments, on n'a pas la possibilité de déterminer, avec toute la précision l'époque à laquelle les mobiliers respectifs doivent être attribués. Cependant, les rapports avec les autres horizons archéologiques se présentent de telle manière, qu'ils ne permettent pas de les rapporter à un autre niveau, qu'à l'Aurignacien suppérieur.

Dans son ensemble et en jugeant d'après les principales pièces, l'étage se caractérise par la présence de toutes sortes de lames et de grattoirs, mais qui ne présentent pas toutefois la retouche abondante typiquement aurignacienne. On constate une invasion successive de petites lames, parfois de vrais microlithes. Beaucoup d'entre elles sont à dos rabattu. Mais « les pointes de la gravette » se trouvent bien établies comme forme et en nombre. Les pièces tronquées et spécialement les burins à troncature normale ou retouchée, de vrais « burins de Noailles », sont nombreux. Bien que nous trouvons représentées aussi les autres catégories des burins, le burin busqué se rencontre d'une manière exceptionnelle.

Un cas tout à fait particulier et très intéréssant, nous est présenté par le mobilier de l'horizon inférieur de Cormani. On y constate des pièces avec une retouche d'allure solutréenne; mais celles-ci sont toutes de petites dimensions. Bien que tous les caractères techniques de ce mobilier soient ceux de l'Aurignacien final, il n'est pas impossible qu'il soit synchronique du Solutréen inférieur des autres stations de l'Occident. Nous considérons comme une industrie morphologiquement très voisine de l'Aurignacien supérieur, bien qu'un peu plus tardive, l'industrie de l'horizon V de la Grotte de Stânca Ripiceni, qui a été classée d'ailleurs dans le Solutréen inférieur.

En ce qui concerne l'industrie de l'os et de la corne, elle est représentée

Institutul Geologic al României

par des poinçons, des lissoirs, des spatules et par des pics et des ciseaux, confectionnés surtout en bois de cerf et de renne.

L'immigration, seulement supposée pour l'Aurignacien inférieur, mais qui est admise pour l'Aurignacien moyen, semble avoir eu un caractère différent pendant l'Aurignacien supérieur. Les tribus probablement très nombreuses, qui à ce moment ont emigré de l'Occident, ont été poussées par d'autres plus loin vers l'E, jusqu'au Don (stations Borschevo et Kostienki (74) et même jusqu'à Volga-Oka. En effet, la station Karatscharovo, découverte en 1910 par le Comte Uvarov, est déterminée comme aurignacienne par Savicki (217). Efimenko, pour sa part, rapporte cette station avec quelque probabilité au Magdalénien inférieur (74, p. 55).

En jettant un regard d'ensemble sur la distribution géographique des stations aurignaciennes supérieures en Europe centrale et orientale, nous constations que cette culture est bien représentée en Autriche et en Moravie (donc en territoire intra-carpatique); ensuite en Roumanie extra-carpatique, sur le Prut et le Dniester, et en Russie du Sud. Il faut remarquer que vers le N, en Podolie polonaise et la Pologne, cet étage est à peine indiqué. Ceci nous fait supposer que le principal corridor d'émigration de l'Occident vers l'Orient était l'Europe intra-carpatique, puis la Moldavie et l'Ucraine. Pour réaliser une telle émigration, il est certain que les Aurignaciens étaient forcés à s'engager dans ce corridor par le climat beaucoup plus froid des régions voisines, plus que par d'autres causes. Nos observations dans ce cas concordent avec celles des savants polonais (L. Koslowsky 105 et Polansky 183a), qui sont arrivés à la conclusion que l'époque aurignacienne supérieure correspond à la phase glaciale du Würm II. Nous croyons en même temps que l'époque solutréenne sur notre territoire ne peut pas être considerée comme antérieure à cette glaciation, mais qu'au moins en partie elle est peut être ultérieure par rapport à celle-ci.

Le nombre élevé de stations aurignaciennes supérieures en Roumanie, leur mobilier riche et varié et aussi le fait que les couches correspondantes (niv. I—III) de la grotte de Stânca Ripiceni représentent au moins 3,50 m. d'épaisseur de dépôts, tout ceci prouve que l'époque aurignacienne supérieure a eu un très longue durée. Peut-être a-t-elle duré plus que toute autre époque du Paléolithique supérieur.

Le Solutréen. Seul le niveau V de la grotte de Stânca Ripiceni doit être attribué à l'étage inférieur de l'époque; peut-être aussi les silex de Bold, point situé à 1 km de cette grotte. Bien que les affinités techniques de cette industrie sont très marquées avec l'Aurignacien final de Cormani, on doit cependant admettre que l'industrie de Prut est plus tardive; ceci résulte de la morphologie générale du mobilier, ainsi que de la retouche à allure solutréenne. En effet, on peut reconnaître des caractères plus solutréens dans

Institutul Geologic al României

les objets trouvés dans les couches de Ripiceni, que dans ceux de Cormani.

La stratigraphie des couches de Ripiceni ne s'oppose pas à cette interprétation.

Dans l'ensemble, il paraît que l'industrie solutréenne de Ripiceni est très proche de celle de la station de Kostienki, déterminée par L. SAWICKI sous réserves il est vrai, comme appartenant à l'Aurignacien supérieur (217). EFIMENKO, en partant de données plus récentes [1]) a attribué cette station au Solutréen inférieur (74). D'ailleurs c'est la seule station de l'U.R.S.S. attribuée à cette dernière époque. La question de cet étage en Pologne ne se présente pas d'une meilleure manière, car les deux stations de loess de Pulawy et de Gliniany (105, 106) semblent plus pauvres en mobilier et chronologiquement antérieures à celle de Ripiceni et Kostienki.

Sur le territoire intra-carpatique de l'Europe, la présence du Solutréen se manifeste tout à fait autrement. Ceci n'a rien d'étonnant car la Hongrie est restée, comme l'a montré H. BREUIL au congrès de Genève de 1912 (40), le foyer originaire de la culture solutréenne et il est à noter que ses dernières recherches confirment cette remarque (44). A ce moment, l'infiltration de la culture solutréenne parmi les tribus aurignaciennes finales des provinces limitrophes (de la Moravie et de la Transylvanie p. ex.) a dû être necessairement plus intense et a eu un plus grand effet que sur les tribus contemporaines des provinces plus éloignées (la Moldavie, la Bessarabie, etc.). Son action, comme nous allons le voir dans la suite, atteint le point culminant dans nos provinces, seulement au cours du Solutréen moyen.

Le Solutréen moyen ne semble avoir eu un trop grand developpement en Moldavie et Bessarabie. Nous croyons qu'au moins une partie de l'industrie de Babin (Dniester), déterminée comme aurignacienne (6), doit appartenir en réalité au Solutréen moyen. En effet, nous avons découvert là, en 1932, une pointe en feuille de laurier (v. pag. préc). Ensuite, l'étage solutréen moyen est représenté en deux endroits sur le Prut: à In Ponoară et à La Moara Popii, tous les deux sur le territoire du village Cuconeștii Vechi.

Les deux derniers points, voisins entre eux, se trouvent à une distance de 1 à 2 km. de Stânca Ripiceni. Dans son ensemble, le mobilier lithique de ces endroits est représenté surtout par des nucléi, par des éclats et par des lames ordinaires. Mais, outre ces pièces — qu'on peut attribuer à la rigueur à chacune des époques ou étages du Paléolithique supérieur — on a constaté la présence de grattoirs divers, de burins (pour la plupart de burins d'angle) et, enfin, d'une pointe en feuille de laurier, dans l'un comme dans l'autre de ces points.

[1]) L. SAWICKI s'est basé pour déterminer l'âge du Paléolithique de Kostienki seulement sur le matériel obtenu jusqu'en 1924; P. EFIMENKO y a exécuté de nouvelles fouilles en 1926.

Institutul Geologic al României

La pièce de Babin (fig. 1, pl. VI) est la plus primitive de toutes; ses éclats de confectionnement sont assez grands et irreguliers. Certaines d'entre eux se trouvent au bord même du silex, les autres, au contraire, sont taillées trop profondément, ce qui fait que la section transversale de la feuille décrit une ellipse assez irrégulière, avec des bords sinueux et seulement en partie retouchés.

Une technique solutréenne supérieure est représentée par la feuille de La Moara Popii (fig. 3, pl. VI). Mais la pièce de In Ponoară (fig. 2, pl. VI) nous représente le degré culminant, atteint par cette culture sur le territoire de la Roumanie.

Si la feuille de Babin (Dniester) pourrait être considerée comme une ébauche, celles du Prut sont des instruments bien définis, autant par la taille que par l'art du travailleur.

Ainsi qu'on peut le remarquer facilement sur les figures respectives, aucune de ces pièces n'est intacte. A chacune d'elle manque, soit le bout distal, soit le proximal, ou même les deux (V. les fig. cit.). En même temps, on constate que les pièces, dans leur état naturel ou même reconstituées, présentent des affinités avec les mobiliers solutréens des territoires environnants. Ainsi, la feuille de La Moara Popii, par ses contours comme aussi par le mode de confection, ressemble beaucoup aux feuilles de laurier du Solutréen moyen de la Hongrie et de la Transylvanie (93—95, 91, 99 et 100). On pourrait dire presque la même chose de la pièce de Babin (v. p. ex., 91 et 99).

La feuille de In Ponoară se présente un peu différemment. Sa technique culminante, ses contours particuliers, montrant le maximum de largeur au milieu de la pièce, le bout inférieur allongé, svelte et pointu comme le bout supérieur, nous force de l'approcher des feuilles losangiques allongées, découvertes en France et moins de celles de la Hongrie (100 et 40), ou de la Moravie. Naturellement, de là nous n'allons pas conclure à une différence d'âge entre ces trois mobiliers solutréens de Bessarabie.

Si nous essayons d'établir les rapports chronologiques entre le Solutréen moyen de Roumanie et celui de Hongrie, de France, de Pologne, etc., nous devons remarquer des différences. En effet, si le Solutréen a son origine typologique sur le territoire de là Hongrie (40, 44 et 93) il faut admettre qu'au moins pendant quelque temps, jusqu'à ce que l'industrie solutréenne a pu se répandre dans l'Europe occidentale, l'industrie aurignacienne subsistait encore dans cette région.

Il en résulte que l'industrie aurignacienne de l'Europe occidentale a du être pendant ce temps synchronique de l'industrie solutréenne primordiale de la Hongrie. Avec le temps, l'industrie solutréenne dans « l'outillage secondaire de laquelle on ne trouve ni grattoirs, ni burins », ainsi que la caractérise H. Breuil (44, p. 337), vient parfois en contact avec l'industrie ty-

Institutul Geologic al României

pique aurignacienne. Une influence réciproque s'établit, de sorte qu'il arrive de trouver près des pièces de la vraie industrie solutréenne, comme « les pointes en feuille de laurier », l'outillage spécifique à l'Aurignacien (burins, grattoirs, etc.).

Pour bien paralléliser notre Solutréen à feuille de laurier, suivant la chronologie classique occidentale, il nous vient en aide le mobilier. On peut établir ainsi que notre Solutréen est ultérieure à l'Aurignacien supérieur classique. Cette précision a une très grande importance, pour la classification et la chronologie de nos dépôts éoliens.

Comme nous l'avons déjà remarqué, notre industrie solutréenne ne peut être parallélisée aux industries à feuille de laurier de la Hongrie; elle est plus tardive. Nous ne pouvons rien dire sur les rapports des feuilles de laurier isolées, trouvées en Transylvanie (205, 207 et 208), avec l'industrie de Bessarabie. L'infiltration du Solutréen hongrois semble avoir influencé l'industrie aurignacienne moyenne tardive de Buzăul Ardelean (44); la même influence semble avoir eu lieu en Pologne. Le matériel de la station de Kostienki en est une preuve, car le mobilier aurignacien supérieur y est accompagné par des prototypes de feuilles de laurier. C'est justement ce fait qui semble avoir conduit P. Efimenko à attribuer cette station au Solutréen inférieur (74).

De l'analyse des différents mobiliers trouvés dans les stations solutréennes des pays voisins de la Hongrie, on peut voir aussi la manière de l'influence exercée par les solutréens sur la technique aurignacienne. Cette infiltration différait beaucoup d'un territoire à l'autre. En Transylvanie p. ex., nous trouvons que déjà le mobilier aurignacien moyen était influencé par leur technique, tandis qu'en Roumanie extra-carpatique, à Ripiceni et à Cormani, de même qu'en Ucraine, l'influence solutréenne se ressent à peine sur le mobilier de l'Aurignacien supérieur. De plus, en Bessarabie, l'on constate la présence du véritable Solutréen moyen, due probablement à des tribus immigrées en Moldavie et qui possédaient à l'époque de l'émigration la culture solutréenne moyenne d'après la manière de la technique de l'occident.

De tout cela, il résulte que dans l'Aurignacien-Solutréen se sont passées des migrations répétées de tribus se déplaçant de l'Occident vers l'Orient et qui s'arrêtaient parfois dans la région des Carpates, ou même les dépassaient vers l'Est. Les voies de migration étaient au moins au nombre de trois et toujours les mêmes.

Du fait qu'on n'ait pas cité jusqu'aujourd'hui des feuilles des laurier solutréennes sur le territoire de U.R.S.S., on ne peut nullement affirmer que la migration du Solutréen moyen typique s'est arrêtée sur la rive droite du Dniester; il reste toujours la possibilité de trouver de ces pièces aussi au delà du Dniester, par des recherches plus détaillées dans les dépôts pléistocènes qui ne sont pas encore étudiés.

Institutul Geologic al României

Solutréen supérieur. On ne connaît encore nulle part en Roumanie une industrie qui puisse être attribuée à cet étage, lequel paraît manquer également dans la Presque'île Balkanique, de même qu'en Pologne et dans l'U.R.S.S. Il est vrai que pour la Russie, EFIMENKO (74) cite la station de Mézine comme appartenant à un étage limitrophe de l'époque magdalénienne. Ainsi que le remarque l'auteur lui même, une telle détermination n'est pas basée sur la morphologie de l'industrie de silex, mais plutôt sur l'interprétation des rapports entre les industries et la faune de Mezin et celles des autres stations paléolithiques de Russie.

Cela nous conduit à croire que pendant l'époque solutréenne supérieure il n'y a plus eu de migrations de l'occident vers l'orient. Il est possible aussi que ce soit à ce moment que la culture paléolithique de l'Europe orientale est arrivée à déployer l'évolution qui lui est spécifique.

Si nous considérons l'époque solutréenne dans son ensemble, nous devons observer, que le vrai Solutréen en Roumanie extra-carpatique et en général en Europe orientale, est représenté seulement d'une manière exceptionelle, dans quelques points, tandis que l'Aurignacien supérieur a eu, comme nous l'avons vu, un déploiement très remarquable. L'on peut alors se demander quelle peut être la causse du nombre réduit des stations solutréennes? Serait-il un manque seulement apparent, dû plutôt au fait que nos études détaillées sur le terrain sont encore incomplètes et qu'un grand nombre de stations à industries solutréennes restent-elles encore inconnues, ensevelies dans nos épais dépôts pléistocènes? Ou, peut être, cette pénurie est-elle due à la densité moindre de la population dans nos parrages ; que cette population avait de beaucoup diminué pendant le Solutréen, après la grande extension de l'Aurignacien supérieur?

Nous sommes d'avis que le nombre restreint de stations solutréennes dénote un fait réel. Certainement, on pourra trouver d'autres stations encore inconnues; mais leur nombre et l'extension du territoire de leur developpement seront toujours limités. Dans tous les cas, il est très difficile d'admettre que pendant le Solutréen et le Magdalénien un territoire de l'étendue de l'U.R.S.S. n'ait pas été habité par les paléolithiques.

Dans ce cas, la principale cause du nombre reduit de stations semble résider dans le fait que l'infiltration de la culture solutréenne parmi les différentes peuplades de ces parages, s'est accomplie très lentement et d'une manière très incomplète. Seules quelques tribus isolées appliquaient la technique solutréenne, cependant que dans le voisinage de ces foyers de culture on continuait à travailler d'après les vieilles coutumes. La technique aurignacienne aurait donc suivi les lois naturelles d'une évolution lente, dans les régions extracarpatiques, jusqu'à ce que de nouvelles invasions de tribus

Institutul Geologic al României

magdaléniennes [1]) aient déterminé l'infiltration de nouveaux procédés techniques.

Il est possible que l'hypothèse émise en 1912 par H. BREUIL (o. c.), que « les éléments fondamentaux de l'Aurignacien supérieur ont contribué à constituer le noyau de la civilisation magdalénienne », trouve, dans le territoire moldo-ucrainien, une confirmation par la réalité des circonstances.

Il nous semble alors qu'ici, en Moldavie et en Bessarabie, de même que plus à l'E, l'industrie solutréenne ne serait qu'une industrie collatérale, qui se serait developpée pendant que les dernières phases de l'Aurignacien et les premières manifestations du Magdalénien se succédaient, ce qui d'ailleurs a été observé aussi dans d'autres stations, quelques-unes renommées, comme la Colombière (129) et celle de la vallée du Roc (117), en France.

In s'ensuit que, dans l'Europe carpatique, le Solutréen, auquel G. de MORTILLET donnait une valeur particulière, n'a pas une très grande importance, tandis que l'Aurignacien admis au commencement, puis exclu du tableau chronologique général pour ce qui concerne l'Europe, par ce grand préhistorien, a une importance exceptionnelle dans nos parrages, autant du point de vue technique qu'au point de vue chronologique.

In résulte aussi de nos observations que le hiatus archéologo-chronologique qui pourrait exister entre l'Aurignacien et le Magdalénien dans certaines régions de l'Europe extracarpatique n'est qu'apparent.

Le Magdalénien. Il est possible que l'on arrive à mettre en doute dans l'avenir l'existence de l'industrie magdalénienne dans le NE de la Roumanie. Cependant, dans l'état actuel de nos connaissances, il faut admettre que cette culture y a laissé des traces. Il semble toutefois qu'elle différait de celle de l'occident, ainsi que de celle d'orient, où se trouvait le foyer originel des vrais magdaléniens.

Nous considérons comme dénotant la culture magdalénienne certains mobiliers comme celui de In Ponoară, comprenant de « grands silex arqués ou de grands racloirs », du genre de ceux de France, ou les mobiliers de La Mori-Mitoc et Badragi. Cette interprétation est confirmée par les données de la stratigraphie de ces localités et aussi par celle de La Izvor et par la couche VII (magdalénienne) et la stratigraphie de la Grotte de Stânca Ripiceni. (V. aussi 105 et 218). Dans certains endroits, comme à Cormani, à Molodova, on ne peut qu'entrevoir la présence de l'industrie magdalénienne.

Dans son ensemble, cette industrie se caractérise par une grande abondance de lames, la plupart ne montrant pas de retouche. Ensuite, de burins

[1]) Tribus venues, d'après la théorie de H. BREUIL (40), de l'Orient (de l'extrême Nord-Est) de l'Europe et peut être même du fond de l'Asie sibérienne.

Institutul Geologic al României

latéraux, de pièces microlithiques, dont certaines à troncature retouchée, de grands silex arqués, etc.

D'après la morphologie des mobiliers des stations magdaléniennes de Roumanie, nous croyons qu'ils doivent être rapportés typologiquement au Magdalénien supérieur des stations françaises. Mais si l'on tient compte de la remarque de H. BREUIL, que l'origine des magdaléniens est plutôt l'Europe orientale d'où ils auraient immigré en France, il est possible que notre Magdalénien soit chronologiquement un peu plus ancien que le Magdalénien supérieur de l'W de Europe.

Dans l'état actuel de nos connaissances, il ne nous est pas encore possible d'établir les rapports chronologiques et typologiques entre les divers mobiliers magdaléniens de Moldavie et de Bessarabie. En effet, le matériel des diverses stations est assez réduit et on doit au préalable résoudre ce problème pour la région du Dniester. Il n'y a que par des fouilles systématiques sur une échelle étendue que nous serons peut-être à même de pouvoir situer plus exactement notre Magdalénien.

En ce qui concerne les silex de Bereşti (départ. de Covurlui), présentés par C. BALABAN (8) comme paléolithiques-magdaléniens, nous avons montré (144) qu'ils ne sont que des pièces néolithiques-énéolithiques.

Aussi pouvons-nous affirmer que les éléments nécéssaires nous font défaut pour résoudre le problème de l'existence du Magdalénien en Roumanie intracarpatique (Transylvanie). Toutefois la lame de silex signalée par A. KOCH (102) dans la grotte du Someşul Rece et considérée par BREUIL (43 et 44) comme étant probablement du Magdalénien, est une indication d'une certaine valeur dans ce sens.

Institutul Geologic al României

IV. CONCLUSIONS GÉNÉRALES

En nous résumant, voici les principaux résultats obtenus:

1. La limite inférieure stratigraphique et chronologique du Pléistocène et les rapports de celui-ci avec le Pliocène ne sauraient être précisés, pour le moment, en toute certitude. En nous guidant d'après l'altitude relative au-dessus du talweg actuel, de quelques terrasses constatées sur le Prut et surtout sur le Dniester, il devient probable qu'une partie des terrasses supérieures (de plateau) appartiennent au Pliocène, et l'autre partie au Pléistocène inférieur. En tout cas, la pénurie de documents paléontologiques ne permet pas, jusqu'à de nouvelles recherches, une attribution précise à l'un ou à l'autre, de façon à pouvoir contrôler ce critérium de l'altitude relative, lequel nous semble bien insuffisant.

2. Parmi les terrasses supérieures, il n'y a que celle de 35—50 m dont l'âge puisse être établi; elle doit être rissienne.

3. Pendant l'intervale de temps entre le Pliocène supérieur et le Pléistocène supérieur, des oscillations épirogéniques ont dû certainement avoir lieu et, en relation avec elles, des oscillations de niveau dans le bassin de la Mer Noire. La calotte glaciaire boréale dont l'extrémité sud arrivait jusque dans le S de la Pologne, a été elle aussi soumise à des oscillations d'avancement et de retrait, en relation avec les mouvements de l'écorce. Les rivières ont formé des terrasses et approfondi leur lit, pendant les mouvements positifs; au contraire, ils ont alluvioné et formé des méandres, en élargissant leurs vallées et détruisant des terrasses et leurs dépots éoliens, pendant les mouvements négatifs.

Il ressort de nos observations, que des mouvements négatifs ont eu lieu surtout dans les temps post-glaciaires, c'est-à-dire avec le commencement du Würm II.

4. Le loess s'est déposé pendant toute la durée du temps glaciaire, mais avec des oscillations dans la vitesse d'accroissement des dépôts. Dans une région où les dépôts de loess auraient été tous conservés, on devrait trouver un loess ancien, formé avant l'extension des glaciers würmiens et un loess plus jeune, würmien. Dans ce dernier, on devrait pouvoir distinguer une couche inférieure de loess récent, d'âge Würm I (Jüngerer Löss I) et une couche supérieure de loess récent, d'âge Würm II (Jüngerer Löss II). Malheureusement, il ne nous a pas été possible de trouver le

Institutul Geologic al României

critérium d'après lequel on puisse séparer avec toute la précision désirable ces diverses couches. Tout de même, nous pouvons tenir compte de ces quelques remarques:

Si, sur le territoire du NE de la Roumanie, il existe du loess ancien, il doit alors recouvrir seulement les dépôts des plateaux et des terrasses supérieures à celles de 35—50 m, supérieurs donc à la terrasse du Riss. Nous croyons que les dépôts du loess ancien sont assez minces et recouvrent des surfaces très restreintes. Ceci fait qu'il est habituellement englobé dans le loess plus récent qui a un plus grand devéloppement, aussi bien en épaisseur qu'en surface.

Le loess récent I (Jüngerer Löss I) doit couvrir les plateaux, la terrasse rissienne et les terrasses de 6—15 m (haute terrasse inférieure); mais il ne se trouve pas sur les basses terrasses inférieures, c'est-à-dire les terrasses de 1—5 m. Dans sa constitution entre aussi, en dehors du loess typique, un dépôt de sol fossile marécageux. Celui-ci correspond à la période de stagnation et du commencement de la retraite du glacier würmien, comme aussi à une partie de l'Interstade Würm I—Würm II. Il est donc synchronique du Moustérien supérieur primordial (à coup-de-poing) et du Moustérien supérieur normal.

Sa présence est démontrée d'une manière précise seulement dans quelques points, bien que son étendue doit être assez importante. Son épaisseur dépasse sur plusieurs points deux mètres.

Le loess récent II (Jüngerer Löss II) est le dépôt le plus développé du Pléistocène, aussi bien en étendue qu'en épaisseur. Nous le trouvons sur les plateaux, sur les terrasses supérieures et inférieures, donc aussi sur la basse terrasse inférieure. Pendant sa sédimentation, il les a recouvertes simultanément d'un manteau presque continu. Son épaisseur s'élève et même dépasse 20 m. La sédimentation s'est effectuée depuis l'étage supérieur de l'Interstade würmien jusqu'à l'Holocène; elle correspond à la série comprise entre l'Aurignacien, et l'Enéolithique. Sa sédimentation a été la plus intense pendant l'Aurignacien supérieur et le Magdalénien moyen. Son dépôt semble s'être arrêté dans l'Enéolithique.

A part le loess éolien, on trouve aussi du loess stratifié, qui semble être une formation fluvio-lacustre; en effet, les sédiments éoliens ont été souvent remaniés, en partie ou totalement, par le ruissellement.

La sédimentation dü loess a dû être parfois plus faible, tandis qu'à d'autres moments elle s'est intensifiée. Pendant les temps d'arrêt au moins partiel, des couches de sols fossiles ont pu se former à sa surface. Etant donné que le climat, auquel son liées les variations dans la vitesse de la sédimentation des formations éoliennes, a pu différer d'un endroit à l'autre de la même contrée et, comme le sens des variations n'a pas été le même dans toute l'étendue de cette contrée, il en résulte que le nombre et l'épaisseur des sols fossiles varient d'un point à l'autre de la même région. Il en résulte que les sols fos-

Institutul Geologic al României

siles ne peuvent pas être pris comme critérium dans la stratigraphie du loess, du moins jusqu'à de nouvelles études plus détaillées. Ces couches de sols fossiles sont des formations variables en nombre et pour ainsi dire accidentelles, d'après les données que nous possédons sur notre région. Des cailloutis en couches minces se trouvent aussi intercalés dans le loess. Ils ont été apportés des plateaux et répandus sur le loess, par le ruissellement des eaux de pluies brusques, très abondantes et de courte durée. Ils ne sont pas non plus susceptibles d'être utilisées dans la détermination de l'âge et pour comparer les loess des divers endroits d'une contrée. Ce ne sont en effet que des accidents à caractère local.

Il en est de même des concretions calcaires ou « poupées » de loess qui, d'après leurs dimensions plus ou moins fortes, ont été également estimées susceptibles de donner une indication sur l'ancienneté plus ou moins grande de ce loess. Il s'agit cependant d'un critérium tout aussi incertain. Ces concrétions peuvent se former plus ou moins vite, leur formation étant en étroite dépendance de la quantité des précipitations atmosphériques et aussi avec a richesse en calcaire des dépôts éoliens primitifs.

5. Pendant le Pléistocène moyen, les grottes étaient, dans le NE de la Moldavie et le N de la Bessarabie, en pleine voie de creusement. Depuis à peu près le Pléistocène supérieur, la désagrégation de leurs parois commence, de même que leur remplissage par des éléments microdétritiques et argileux et des matériaux éoliens, remplissage parfois suivi plus tard de l'effondrement plus ou moins poussé de leurs plafonds.

6. A partir du Würm I et jusqu'au Würm II, le climat a dû être froid, sec, avec des vents constants soufflant du NNE, peut-être aussi du NE. Ceci a favorisé de beacoup le transport des poudres éoliennes et la formation de dépôts épais. Naturellement, de temps en temps le climat était soumis à des variations qui ont déterminé le ralentissement et même l'arrêt dans le dépôt de matériaux éoliens. C'est justement le fait qui a permis la formation des sols fossiles.

A la fin de l'interstade würmien, c'est-à-dire entre le Würm I et le Würm II, ainsi que pendant le Würm II, le climat semble avoir été particulièrement froid. C'est justement alors que ce sont développées les cultures de l'Aurignacien supérieur et du Solutréen inférieur et moyen. Après l'extension du glaciaire du Würm II, commence un climat plus tempéré, mais encore relativement sec.

7. Dans la première période, pendant le climat froid, la faune est caractérisée par des éléments boréaux et subarctiques, qui s'ajoutent aux représentants des animaux de steppe, de forêts et de montagne, mêlés à quelques formes caractéristiques pour les régions plus méridionales.

Institutul Geologic al României

Dans la deuxième période, les représentants de la faune arctique se retirent ou disparaissent rapidement (v. le tabl. syn. resp. de ce trav.). Les autres représentants des faunes pléistocènes (le Bison, l'Aurochs, le Cheval) ont persisté à l'état sauvage jusqu'aux temps néolithiques et même historiques.

8. La flore arborescente dont les restes sont assez pauvrement représentés par des morceaux de charbon, dénote la prédominance des Gymnospermes par rapport aux Angiospermes (v. le tabl. cité.). La végétation herbacée semble occuper des surfaces plus étendues et être plus riche et plus variée. Nous tirons cette conclusion, moins de l'abondance des restes de plantes (la fréquence des cendres dans ces stations en est quand même une preuve), que de la grande abondance des animaux qui se nourrissaient de plantes herbacées. La même conclusion ressort de l'interprétation des phénomènes physico-géologiques.

Des restes de faune et de flore ont été particulièrement accumulés par l'Homme, dans les dépôts archéologiques d'âge différent de nombreuses stations paléolithiques du NE de la Roumanie. Grâce à ces restes, nous avons réussi à enregistrer de nouvelles espèces d'animaux ayant vécu dans la Moldavie et les régions limitrophes. On a donc eu la possibilité de déterminer sur des bases matérielles l'aire de leur distribution paléogéographique.

Leur gisement et les mobiliers paléolithiques trouvés ensemble nous ont conduit à établir, pour plusieurs animaux, sur la base de la chronologie archéologique, la courbe de leur évolution numérique ainsi que, dans une certaine mesure, le momment de leur disparition ou de leur émigration.

Basés sur des critériums paléo-fauniques, nous avons pu montrer que le NE de la Roumanie représente le territoire méridional, sur lequel, pendant le Pléistocène supérieur, la vie du milieu subarctique a été bien plus richement représentée, en comparaison avec la Roumanie méridionale et la Presqu'île balkanique. Dans ces régions, les formes en question se rencontrent rarement ou même manquent-elles tout à fait.

9. En Roumanie, les restes fossiles de squelettes humains sont de grandes raretés. On n'en a trouvé qu'une phalange du deuxième orteil du pied droit, attribué par ST. GAAL à l'*Homo primigenius* pour les depôts moustérien d'Ohaba-Ponor, en Transylvanie et une portion diaphysaire de l'humérus, d'*Homo sapiens fossilis* découverte par I. G. BOTEZ à Cormani. L'Homme paléolithique est, par contre, très bien représenté par les produits de son intelligence; armes, outils, instruments [1]). Les différents faciès et la succession des cultures paléolithiques nous ont permis de reconnaître les différents degrés de l'évolution psychique de l'Homme et, dans une certaine mesure,

[1]) Le manque des produits artistiques (gravure, peinture, sculpture), comme aussi de parties importantes de squelettes de l'Homme paléolithique doit être considéré comme une question virtuelle. Les indices que nous possédons déjà permettent d'espérer que les recherches futures arriveront à les trouver.

Institutul Geologic al României

les différentes populations qui se sont succédées sur notre territoire durant les époques paléolithiques.

10. La situation et le rapport de certains stations paléolithiques avec le paléorelief environnant, nous suggèrent l'idée de l'emploi de certains procédés de chasse, comme celui d'épier les animaux qui venaient au fleuve pour se désaltérer (probablement à La Izvor, Naslavcea), ou en les dirigeant vers les lieux marécageux, où il était plus facile de s'en emparer, ou alors en les forçant de se précipiter dans des abîmes où ils se tuaient (Stânca Ripiceni, Molodova). En même temps, nous sommes enclins à admettre que certaines peuplades étaient organisées en de grands groupes, au moins en vue des chasses sinon pour d'autres buts aussi [1]).

Parfois, de grandes incendies se produisaient, causées volontairement ou non par l'Homme paléolithique (p. ex. à Neporotova).

Le grand nombre de stations et de points qui ont offert des produits de la culture paléolithique, nous dénote clairement que le NE de la Moldavie et le N de la Bessarabie ont été particulièrement bien peuplés pendant le Pléistocène. Leur situation géographique, nous prouve que les rives des fleuves étaient surtout préférées par notre ancêtre pléistocène. En certains endroits, p. ex. dans la région de Ripiceni, la vie était très intense et l'activité de l'Homme s'y est prolongée pendant une très longue durée. C'est ainsi que nous trouvons représentée cette vie à La Izvor, dans la grotte et à l'abri-sous-roche de Stânca Ripiceni, en commençant par le Levalloisien supérieur et jusqu'aux temps protohistoriques, peut-être même pendant une partie des temps historiques anciens.

Nous ne croyons pas que la Moldavie et la Bessarabie, ou même la Roumanie entière ont pu être le berceau de quelque industrie paléolithique particulière. Mais elles ont du avoir le rôle de l'un des plus importants couloirs sur la route des migrations des peuples ou tribus paléolithiques, de l'occident vers l'orient et inversement. Ce même rôle, le territoire de la Roumanie l'a eu, comme on le sait, aussi dans les temps protohistoriques et historiques. De ce territoire les tribus paléolithiques rayonnaient en se dirigeant vers l'Europe centrale et occidentale, soit vers l'orient.

11. L'industrie du Paléolithique inférieur (v. tabl. syn. resp. (est encore inconnue en Roumanie.

On attribue au Levalloisien supérieur la plus ancienne industrie connue dans le NE de la Roumanie. Elle se trouve *in situ* dans les graviers de la haute-basse terrasse du Prut. C'est une industrie d'outils en silex, mais on y constate aussi quelques-uns en os.

Le Moustérien supérieur primordial à « coup-de-poing » trouvé aussi sur le Prut seulement (La Izvor) gît dans les dépôts éoliens qui se superposent

[1]) Ces questions seront traitées dans une publication spéciale.

Institutul Geologic al României

à la haute-basse terrasse. Les armes et les outils y sont très variés et il y avait des procédés divers pour emmancher ces armes et ces instruments. On employait des matières colorantes minérales à des fins divers (teinture, thérapeutique (?), etc.). Le feu était très souvent employé; la viande, la moelle des os est rôtie, brûlée au feu. Tous ces procédés sont employés aussi pendant le Paléolithique supérieur.

Le Moustérien supérieur normal et évolué a été rencontré dans les dépôts en plein air surmontant les différentes terrasses du Prut et du Dniester. Nous le rencontrons une seule fois en abri-sous-roche et précisément à la Stânca Ripiceni.

L'Aurignacien inférieur existe peut-être à La Izvor.

L'industrie de l'Aurignacien moyen typique est inconnue.

L'industrie de l'Aurignacien supérieur est la plus répandue parmi les industries paléolithiques, sur le Prut comme sur le Dniester. Dans la grotte de Stânca Ripiceni, elle est représentée par deux couches archéologiques distinctes (I et III).

Le Solutréen inférieur est représenté seulement dans la grotte de Stânca Ripiceni (couche V). C'est comme une industrie précédant de près celle de la couche V de Ripiceni que nous devons considérer l'industrie de Cormani.

Le Solutréen moyen, à « pointes en feuille de laurier », existe sur le Prut (en deux points voisins) et sur le Dniester (dans un seul point).

Le Solutréen supérieur à « pointes à cran » est inconnu.

Pour la Roumanie extra-carpatique, le Solutréen apparaît comme une industrie collatérale, représentée en des endroits isolés. Ici, de même que dans certains points de l'occident, elle s'est développée à des moments pendant lesquels sur des points voisins la culture de l'Aurignacien supérieur subsistait encore et quand, en d'autres endroits, l'infiltration du Magdalénien avait déjà commencé.

Il est probable que les migrations importantes des tribus magdaléniennes de l'orient, vers l'W de l'Europe, avaient commencé au temps du Solutréen moyen.

Le Magdalénien, qui d'ailleurs se laisse difficilement diviser en sous-époques, à été trouvé sur le Prut et sur le Dniester, mais peu développé. Seulement à In Ponoară (Prut) nous trouvons représenté le Magdalénien supérieur (?) à grands racloirs arqués.

Nous sommes arrivés ainsi, en partant de bases stratigraphiques et archéologiques et en nous aidant des restes paléontologiques trouvés, à des précisions qui nous ont permis de rectifier des opinions émises par les différents auteurs sur le Pléistocène du NE de la Roumanie et des territoires voisins.

Institutul Geologic al României

Nous croyons que pour pouvoir déterminer avec quelque précision une station paléolithique et entreprendre l'étude des dépôts pléistocènes, ou du Quaternaire en général, l'on devrait se servir de tous les critériums, stratigraphiques aussi bien que paléontologiques et archéologiques, qui représentent un tout indivisible. Il n'est pas du tout indiqué de se contenter d'employer seulement l'un ou l'autre d'entre eux, comme certains des auteurs antérieurs l'ont fait.

De notre exposé l'on voit que l'étude des dépôts quaternaires est très difficile, mais aussi très intéressante.

La difficulté de leur étude dans le NE de la Roumanie, réside surtout dans le fait que la faune et surtout la flore sont pauvres dans toute l'épaisseur de ces dépôts et en même temps presque partout les mêmes. Au contraire, l'industrie est assez riche et variée. Cependant on ne peut pas définir d'une manière précise l'époque d'une culture d'après un seul silex, ou même d'après un ensemble de silex, même si nous établissons leur facies cultural, si l'on ne tient pas compte en même temps des stations paléolithiques du voisinage. C'est une précision qui nous est strictement nécessaire, surtout au moment où l'on essaye de paralléliser les phénomènes archéologiques avec les phénomenes physico-géologiques pour établir la chronologie générale du Quaternaire.

Reçu: juillet 1933.

Institutul Geologic al României

BIBLIOGRAPHIE

1. ABSOLON K. L'Aurignacien très ancien ou pseudo-moustérien en Moravie. *C. R. du Congrès de Constantine*, 1927. A.F.A.S., pp. 321—327, fig. 3.
2. — Über die grosse Aurignac-Station bei Unter-Wisternitz in Mähren. *Tagungsberichte der deutschen Anthrop. Gesellsch.*, 1928, pp. 57—61. Leipzig, 1928.
3. AGAFONOFF V. et V. MALYCHEFF. Le Löss et les autres limons du Plateau de Villejuif. *Bull. Soc. Géol. France*, t. XXIX, 1929, pp. 109—145 ; Pl. 4 Paris, 1929.
4. AMBROJEVICI C. Urmele omului diluvial în Basarabia. (Les traces de l'Homme diluvial en Bessarabie). *Bull. Muz. de Şt. Nat. din Chişinău*, vol. I, pp. 67—78 ; pl. VII (en roum. av. rés. fr.). Chişinău, 1926.
5. — Der paläolitische Mensch in Bessarabien. Sonderabd. aus HAUSER « Der Erde-Eiszeit und Sintflut », pp. 268—290, Taf. XVI—XX ; Berlin (sans date, 1927?).
6. — Beiträge zur Kenntnis der Aurignacienkultur Bessarabiens u. der Bukowina. *Wiener Präh. Zeitschr.*, T. XVII, pp. 17—45, y compris fig. 3 et pl. VII. Wien, 1930.
7. ANDRIEŞESCU I. Contribuţie la Dacia înainte de Romani; p. 124, pl. 8, hartă. Iaşi, 1912.
8. BALABAN C. Arme pre- şi protoistorice la Bereşti. *Rev. Şt. V. Adamachi*, vol. XVI, 1930, pp. 162—164, fig. 7, Iaşi, 1931.
9. BARDON L. et BOUISSONIE. Grattoir caréné et ses dérivés à la Coumba-del-Bouïtou (Corrèze). *Rev. de l'Éc. d'Anthrop.*, 1906, pp. 401—411, fig. 129—135. Paris, 1906.
10. — Station préhistorique de la Coumba-del-Bouïtou près Brive (Corrèze). *Ibid.*, pp. 120—144, fig. 40—52. Paris, 1907.
11. — Stations préhistoriques du Château de Bassaler près Brive (Corrèze). La Grotte de la Font-Robert. 1908, pp. 19, fig. 9. *Bull. Soc. Sc. et Hist. et Arch. de Corrèze.*
12. — La Grotte Lacoste près Brive (Corrèze). *Rev. de l'Éc. d'Anthrop.*, t. XX, pp. 28—40 et 60—71. Paris, 1910.
13. BASTIAN A., MARTIN H. et PONTIER G. Communications sur différents os travaillés par l'homme du Paléolithique inférieur. *Bull. S. Pr. Fr.*, t. XXIX, 1932, no. 4, pp. 182—186. Paris, 1932.
14. BAYER L. Der Mensch im Eiszeitalter. Leipzig-Wien, 1927.
15. BELDICEANU N. Antichităţile dela Cucuteni, 1885.
16. BLAKE WHELAN. Time-Sequence of European Preistoric Industries. Extr. de « Man », 1932, 135, p. 3.
17. BLÖDE (Gottlob) von : Beiträge zur Geologie des südlichen Russlands. *Neues Jahrb. für Mineralogie, Geognosie, Geologie u. Petrefakten-Kunde.* Jahrgang, 1841, V. Heft. Stuttgart, 1841.

Institutul Geologic al României

18. BLÖDE (Gottlob) von: Bemerkungen zu Geognostischen Karten von Podolien u. Bessarabien. *Bull. de la Soc. des Nat. de Moscou*, 1842.

19. BONTCH-OSMOLOVSKY G. Les fouilles de la Caverne « Kiic-Koba » en Crimée. *Journ. Russe d'Anthrop.*, t. XIV, no. 3 — 4, pp. 81 — 87 (en russe avec rés. fr., 1926.

20. — Le Paléolithique de Crimée. *Bull. de la Commis. pour l'étude du Quaternaire*, 1, 1929, pp. 27—34 (avec un tableau synoptique). Leningrad, 1929.

21. — Chaïtan-Koba, une station du type Abri-Audi en Crimée. *Ibid.*, 2, pp. 61—82, fig. 5 et pl. VIII, (en russe avec rés. fr.). Leningrad, 1930.

22. BONTCHEV G. Matériaux pour l'âge préhistorique en Bulgarie. La grotte du village « Gollama-Jeliezna » (arrond. de Troyan). *Travaux de la Soc. bulgare des Sc. Nat.*, vol. 1, pp. 80—97, fig. 45, sur 1 planche (en bulgare ; rés. fr. p. 98). Sofie, 1900.

23. BOTEZ I. G. Date paleolitice pentru stratigrafia loessului în Nordul Basarabiei. *Ac. Rom. Mem. Secț. Șt.*, 1930, pp. 12, fig. 4 rés. fr.). București.

24. — Recherches de la Paléontologie humaine au Nord de la Bessarabie. pp. 4—74, fig. 37, pl. 2. Iași, 1931.

25. — Le même travail dans *Ann. Sc. Univ. Jassy*, T. XVII, pp. 397—471. Iassy, 1933.

26. BOULE MARCELLIN. Essai de Paléontologie stratigraphique de l'homme. Paris, 1888.

27. — Les Grottes de Grimaldi (Baoussé-Roussé). *Géologie et paléontologie*, t. I, fasc. II Monaco, 1906.

28. — *Ibid.* II-me partie, t. I, fasc. III. Monaco, 1910.

29. — *Ibid.* II partie, t. I, fasc. IV. Monaco, 1919.

30. — Les hommes fossiles. Éléments de paléontologie humaine, pp. 505, fig. 248, ed. II. Paris. 1923.

31. — et VILLENEUVE L. La Grotte de l'Observatoire à Monaco. *Arch. de l'Inst. de Pal. hum. Mém.*, I, p. 115., fig. 16 et pl. 27. Paris, 1927.

32. — Paléontologie. Histoire de la Paléontologie. Cours au Muséum d'hist. nat. 1929—30. Paris.

33. BUBNOFF S. von. Grundprobleme der Geologie von Europa. IV, Die Verbreitung der Eiszeit u. Grossgliederung Europas. *Die Naturwissenschaft*, H. 49, 1928.

34. BUȚUREANU GR. C. Note sur Cucuteni et plusieurs autres stations de la Moldavie du Nord. *C. R. Congrès d'Anthr. Préh.* pp. 299—307, pl. 3. Paris, 1889.

35. — Notiță asupra săpăturilor și cercetărilor făcute la Cucuteni din com. Băiceni, jud. Iași. *Archiva Soc. Șt. și literare din Iași*, Nr. 3, Noemvrie-Decemvrie, pp. 257—271, 18 fig. și 1 pl. Iași, 1889.

36. — Rasele preistorice dela Cucuteni. *Asoc. Rom. p. înaint. și răspând. șt.* Congresul dela Iași, 1902.

37. BREUIL H. Les Cottés. Une grotte du vieil âge du Renne à St. Pierre de Maillé (Vienne). *Rev. de l'Ec. d'Anthr.*, 1906, pp. 47—62, fig. II. Paris, 1906.

38. — Études de morphologie paléolithique I : La transition du Moustérien vers l'Aurignacien à l'Abri-Audi (Dordogne) et au Moustier. *Ibid.*, 1909, pp. 320—340 fig. 153—169 = 80 et 16 pièces. Paris.

39. — Études de Morphologie paléolithique II : L'industrie de la Grotte de Chatelperon (Allier) et d'autres gisements similaires. *Rev. Anthr.*, no. 2, pp. 29—76, fig. 20. Paris, 1911.

40. — Les subdivisions du Paléolithique supérieur et leur signification. *Congr., intern. Anthr. et d'Arch. préhist. C. R. de la XIV-ème sess.*, p. 74, fig. 47, 1912.

41. — Le Moustérien dans l'Ariège : Bouichéta. *Ass. Fr. pour l'avanc. des Sc., Montpellier*, fig. 4, p. 3. 1922.

Institutul Geologic al României

42. BREUIL H. Grand lissoir en ivoire de la Barma-Grande « Baoussé-Roussé » (Italie), *A.F.A.S.*, pp. 4—5, fig. 1. Bordeaux, 1923.
43. — Stations paléolithiques en Transylvanie. *Bull. Soc. de Şt. din Cluj*, T. II, 1925, pp. 193—217, fig. 17. Cluj, 1925.
44. — Notes de voyage paléolithique en Europe centrale. *Anthr.* 1923—25, p. 80, fig. 57. Paris, 1925.
45. — Synchronisme des glaciations et des industries humaines. Tableau dans le manuel de recherches préhist. Paris, 1929.
46. — Le Paléolithique ancien dans l'Europe occidentale. Cours de l'Inst. de pal. hum. de Paris, 1929—30.
47. — et KOSLOWSKI L. : Études de stratigraphie paléolithique dans le Nord de la France, Belgique et Angleterre. *Anthr.*, 1931 et 1932, t. XLI, pp. 449—488, t. XLII, pp. 27—47 etc. Paris, 1932.
48. — Le feu et l'industrie de pierre et d'os dans le gisement du « Sinanthropus » à Chou-Kou-Tien. *Ibid.*, T. XL, 1932, pp. 1—17. Paris, 1932.
49. — Le Paléolithique ancien en Europe Occidentale et sa chronologie. *Bull. Soc. Préh. Fr.*, T. XXIX, pp. 570—578. Paris, 1932.
50. BURKITT MILLES and GORDON CHILDE. Chronological table of Prehistory. *Antiquity*, 1932.
51. CAZEDESSUS J. : Grotte du Tarté, com. de Cassagne. Dax., 1927.
52. CAPITAN et PEYRONY : Station préhistorique de la Ferrassie. Extr. de *Rev. anthr.*, no. 1, pp. 29—99, fig. 35. Paris, 1912.
53. CAPITAN L. La Préhistoire, pp. 157. Pl. XXVIII Paris, 1922.
54. — et PEYRONY : La Madeleine. Son gisement, son industrie et ses œuvres d'art. *Bull. de l'Inst. intern. d'Anthrop.*, no. 2, pp. 125, fig. 70, pl. XIX. Paris, 1928.
55. CARTHAILAC EM. Les Grottes de Grimaldi. *Archéologie*, T. II, fasc. 2, 1912.
56. COMMONT V. Niveaux industriels et fauniques dans les couches quaternaires de St. Acheul et de Moustiers. Note prés. au 6-ème *Congr. préhist. de France* sess. de Tours, 1910, pp. 8, fig. 4. La Mans, 1911.
57. — Chronologie et la stratigraphie des industries protohistoriques, néolithiques et paléolithiques dans les dépôts holocènes et pléistocènes du Nord de la France et en particulier la vallée de la Somme. *Cong. intern. d'anthr. et archéol. préhist. C. R. de la XVI-e session Genève*, 1912, t. I, pp. 239—254. Géneve, 1913.
58. COBÂLCESCU GR. Studii geologice şi paleontologice asupra unor terenuri terţiare din unele părţi ale României. *Mem. geol. Şc. milit. din Iaşi*, p. 161, pl. 16. Bucureşti, 1883.
59. COSMOVICI L. C. Depozitele diluviale dimprejurul Iaşului, p. 13, pl. 1, (15 fig.). Iaşi, 1885.
60. CVIJIC J. L'Époque glaciaire dans la Péninsule balcanique. *Ann. de Géogr.*, t. XXVI, 1917, no. 141—142, pp. 189—218 et 273—290. Paris, 1917.
61. DAVID M. D. Cercetări geologice în Podişul Moldovenesc. *An. Inst. Geol. Rom.*, vol. IX, 1915—20, pp. 69—219. Bucureşti, 1922.
62. DECHELETTE J. Manuel d'archéologie préhistorique celtique et gallo-romaine, vol. I. *Archéologie préhist.* éd. II, p. 735, fig. 249. Paris, 1928.
63. DEPÉRET CH. La classification du Quaternaire et sa corrélation avec les niveaux préhistoriques. *Bull. Soc. Géol Fr.*, Série IV, t. XXI, 1921, pp. 125—127. Paris, 1921—1922.

Institutul Geologic al României

64. DEPÉRET CH. et MAYET L. Monographie des Eléphants pliocènes d'Europe et de l'Afrique du Nord. *Ann. de l'Univ. de Lyon.* Nouv. sér., fasc. 34 (deuxième partie. pp. 89—284. Lyon-Paris, 1923.

65. DIAMANDI. Station préhistorique de Coucouteni (Roumanie). *Bull. de la Soc. d'Anthrop. de Paris*, t. XII, 1889, pp. 582—599. Paris, 1889.

66. — Nouvelles idoles de Coucouteni (Roumanie). *Ibid.*, t. I, ser. 4, pp. 406—408. Paris, 1890.

67. DOIZE R. et MOROȘAN NIC. Effets de quelques agents physiques sur les roches employées par les préhistoriques et spécialement sur l'outillage. *Bull. Soc. Pr. Fr.*, 1931, Paris.

68. DONICI AL.. Note sur quelques crânes scythes. *Rev. Anthr.* t. XV, pp. 233—36. Paris, 1930.

69. — Contributions à l'étude anthropologique des Scythes. *Archiv. suisses d'Anthrop. gener.*, t. V, 1903—31, pp. 321—327. Géneve, 1931.

70. — Déformation crânienne en Bessarabie. Comm. prés. au Congr. de l'A.F.A.S. Nancy, 1931, 3, p. et pl. 1.

71. — Note sur une crâne néolithique provenant de Bessarabie. Communication prés. au Congrès d'Anthr. Paris, 1931.

72. EFIMENKO P. L'industrie lithique de la station paléolithique de Mezine gouv. de Tchernigov. *An. de la Soc. Anthr. près l'Univ. de St. Petersbourg*, T. IV 1913, pp. 67—102 (en russe).

73. — La station paléolithique de Kostienky, gouv. de Voronèje. *Ann. russes de la Soc. Antrh.*, t. IV, 1915, pp. 13—26, 15 fig.

74. — Quelques résultats sur l'étude du Paléolithique de l'U.S.S.R. *L'Homme*, no. 1, 1928, pp. 45—59. Edit. Acad. des Sciences (en russe), 1928.

75. ENCULESCU P. Câteva observațiuni cu privire la comunicarea d-lui N. Florov «Cercetări pedologice făcute în toamna anului 1922 în Basarabia». *Dări de Seamă, Inst. Geol. Rom.* XI (1922—23), pp. 56—61. București, 1923.

76. ENCULESCU P., SAIDEL TH. et PROTOPOPESCU-PACHE EM. Privire generală asupra solului din Ardeal, Bucovina și Basarabia. *An. Inst. Geol. Rom.*, vol. XI, 1925—26, pp. 191—205. București, 1926.

77. FLOROV N. Cuaternarul în Basarabia. Die Quartärformation in Bessarabien. *Bull. Muz. Șt. Nat. din Chișinău*, vol. I, 1926. Chișinău, 1926.

78. — Câteva note în legătură cu cercetările agrogeologice în Basarabia. *Ibid.*, fasc. 2 et 3, 1929, pp. 137—145. Chișinău, 1929.

79. — Notă asupra urmelor Omului preistoric în Basarabia. *Dări de seamă Inst. Geol. Rom.*, vol. XIII (1924—25), pp. 85—86. București, 1930.

80. GAAL ST. Der erste mitteldiluviale Menschenknochen aus Siebenbürgen. *Publ. Muz. Jud. Hunedoara*, An. III—IV, 1927—1928.

81. GARROD D. Traits de silex sur phalanges de cheval paléolithique. *Bull. Soc. Préhist. Fr.*, 1925.

82. — Fouilles paléolithiques en Palestine 1928—29. *Ibid.*, T. XXVII, no. 3, 1930, pp. 151—160, fig. 6. Paris, 1930.

83. GAUDRY ALBERT. Sur quelques mammifères fossiles de Roumaine. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, ser. 3, t. de 1872, pp. 119. Paris, 1872.

84. GORODTZOV V. A. Classification des sépultures du Kourgan d'Odessa. *C. R. du Mus. Russe Historique*, vol. de 1915, pp. 124—125. Moscou, 1917.

85. — Arheologhia. La période de la pierre, t. I (en russe). Moscou-Petrograd, 1923.

86. GOURY G. Origine de évolution de l'Homme. p. 404, fig. 124, pl. XVII. Paris, 1927.

Institutul Geologic al României

87. GREMIATZKY M. La calotte du crâne de l'Homme de Podkoumok et ses caractères morphologiques. *Journal russe anthr.*, T. XII, L. 1—2, pp. 92—110, fig. II. Moscou, 1922.

88. HAMMERMAN A. Kohlenreste aus dem Paläolithikum der Krim. Höhlen Ssjuren I u. II. *Bull. de la Commis. pour l'étude du Quaternaire*, no. 1, 1929, pp. 39—42, tab. II et III. Léningrad, 1929.

89. HAMPEL IOSEPH Trouvailles de l'âge de Bronze en Hongrie. *Congrès Int. d'Anthr. et d'Arch. préhist. C. R. de la VIII-e sess. à Budapest*, 1876, vol. II, part. II. Budapest, 1878.

90. HAUG E. Période Quaternaire. *Traité de Géol.*, t. II, 2-e partie, pp. 1760—1921, Paris.

91. HERMAN OTTO A torsodi Bükk ősemebr, 22 p., 5 tabl. et 7 fig. Budapest, 1908.

92. HILBER V. von. Ein Rehgeweih aus Ober-Laibach in Krain. *Mitt. d. Anthr. Ges. in Wien*, T. XXXVI, pp. 163—166, fig. I. Wien, 1906.

93. HILLEBRAND EUG. Recherches dans les grottes paléolithiques de la Hongrie. *C. R. Congrès d'Anthr. et d'Arch. préhist.* XIV de Génève 1912, T. I., pp. 355—58.

94. — Das Paläolithikum Ungarns. *Wiener Präh. Zeitschr.*, t. VI, 1919, pp. 14—40, fig. 23. Wien, 1919.

95. — Zur Frage des europäischen Solutreens. *Die Eiszeit. Zeitschr. f. allgemeine Eiszeitforschung*, IV. Band, 1927.

95 a. HRUSHEWSKY M. Les techniques et les arts de l'époque paléolithique dans les fouilles de Mizna *Mem. S. Hist. Ac. Sc. d'Ukraine* Vol. XXIII, pp. 17—35, pl. IV, fig. 7. (en Ukr.) Kiev 1928.

96. IONESCU I. Agricultura română din jud. Dorohoi. București, 1866.

97. ISTRATI C. Sur les crânes trouvés à Kustendje (Constantsa-Dobrodja). *Bull. Soc., des Sc.*, t. IX, 5. Bucarest, 1901.

98. JURMINSKIJ A. Sur les limites des glaciations dans la plaine russe. *Bull. de la Commis. p. l'étude du Quaternaire*, no. 1, 1929, pp. 21—26 (en russe), fig. 3. Leningrad, 1929.

99. KADIC OTTOKAR. Paläolithische Steingeräthe aus der Szeletahöhle bei Hamor in Ungarn. *Földtani Közlöny*, XXXIX, 1909, pp. 580—598, fig. 5.

100. — Ergebnisse der Erforschung der Szelatahöhle. *Mitteil. a. d. Jahrb. d. kgl. ung. geol. R. A.*, pp. 162—301 (145), Taf. 7, u. 39 fig., Text. Budapest 1916.

101. KOCH A. Restes primitifs de mammifères en Transylvanie et trouvailles ayant rapport à l'Homme préhistorique. *Ann. Soc. Mus. de Transylvanie*, 1876.

102. — A hidegszamosi csontbarlang Ismertetése, Külon lenyomat az *Orv. Term. Tud. Ertesitö*, 1891. Kolosvar, 1891.

103. — A hidegsamosi csontbar lang ismertetése. *Orv. Tud. Ertesitö*. Kolosvar, 1891. *Barlangkutatás Höhlenforschung*, II. Budapest, 1914.

104. KOMAROV V. L. Expédition paléontologique de Donne *C. R. de l'activ. de l'Acad. des Sc. de U.S.S.R.*, vol. II, 1929, pp. 65 — 67. Léningrad, 1930, C.R. des exp. scientifiques.

105. KOZLOWSKY L. L. Starsza epoka kamienna w Polsce (Paleolit) *Poznan Towar. Przyi Nauk. Prace Komis arch.*, t. I, fasc. I, p. 53, fig. 12, pl. XV. Poznan, 1922.

106. — Die ältere Steinzeit in Polen. Wien, 1924.

107. KOSTRZEWSKI. Wielkopolska w czasach przehistorycznych (La Grande Pologne aux temps préhist.), 2-e ed., 345 p., 856 illustr. Fiszer i Majewski. Poznan, 1925.

108. KROKOS V. Stratigraphie du Paléolithique superieur du village du Zuravka du département de Pryluka (Ukraine) (en ukr., rés. fr.). *Anthr.*, t. II, 1928, pp. 135—139. Kiev, 1929.

Institutul Geologic al României

108 a. KROKOS V. Einige Fragen betreffend die quartäre Geologie der Ukraine. *Bull. of the Geol. and Prosp. Serv. of. USSR*, t. XLIX, no. 1, pp. 1—8, 1930 (en rus. av. rés. all.).

109. LALANNE G. L'Abri des carrières dit « Abri-Audi ». Station de la fin de l'époque moustérienne aux Eyzies (Dordogne). *Actes de la Soc. Linnéenne de Bordeaux*, t. LXII, p. 15, pl. XVII—XXV. Bordeaux, 1909.

110. LASKAREW W. : Geologische Beobachtung längs der Nowoselitzschen Zweiglinie der süd-westlichen Eisenbahn Südrusslands. *Publ. Soc. Novor. de St. Nat.*, vol. XX, 1896, fasc. 2, p. 121 (en russe). Odessa, 1896.

111. — Sur le loess des environs de Belgrade. *Ann. Géol. Pénins. Balk.*, vol. VII, liv. I, pp. 14—21, 1922.

112. — Deuxième note sur le loess des environs de Belgrade (1 pl., 2 fot.). *Ibid.*, t. VIII, fasc., p. 18, 1923.

113. LECLERCQ SUZANNE. A propos de l'étude microscopique des charbons de bois des foyers préhistoriques. Liège, 1932. (manuscrit).

114. MARCHEVICI V. Cutreerând Valea Prutului (Excursii preistorice). *Z. Șt. și al Căl.*, t. XXXIV, no. 21, pp. 331—334, fig. 15. București, 1931.

115. MARTIN H. Recherches sur l'évolution du Moustérien de la Quina. Industrie osseuse, 1 vol., 1907—1910.

116. — Recherches sur l'évolution du Moustérien dans le gisement de la Quina (Charante). 2 vol. Industrie lithique, p. 146, fig.-s et pl. 25. Angoulème, 1924.

117. — Études sur le Solutréen de la Vallée du Roc-Charente. 1 par. Les troglodytes quaternairs (industrie). *Bull. Soc. Arch. et Hist.*, Char. 1927, p. 64, fig. pl. XVI ; II-e partie, Caractères des squellettes hum. *Bull. Soc. Anthr.* Paris, 1927, p. 27, fig. 8; III-e partie, Sa frise sculptée. *l'Anthr.*, t. XXXVIII, 1928, p. 16, fig. 5. Angoulème-Paris, 1928.

118. MARTONNE EM. DE : La Roumanie. *Grande Encyclopédie*, T. 29.

119. — Sur la période glaciaire dans les Karpathes méridionales. *C. R. Acad. Paris*, 1899, II, pp. 894—897. Paris, 1899.

120. — Recherches sur la période glaciaire dans les Karpathes Méridionales. *Bull. Soc. Sc. Bucarest.*, An. IX, no. 4, pp. 405—462. Bucarest, 1900.

121. — Contributions à l'étude de la période glaciaire dans les Karpathes méridionales. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 1900, XXVIII, série 3, pp. 275—319. Paris.

122. — Nouvelles observations sur la période glaciaire dans les Karpathes méridionales. *C. R. Acad. Paris*, 1901, pp. 360—63. Paris, 1901.

123. — Remarques sur le climat de la période glaciaire dans les Karpathes méridionales. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, II, série 4, 1902, pp. 330—332.

124. — La période glaciaire dans les Karpathes méridionales. *C. R. Congr. Géol. Int. IX-e Sess. Vienne*, 1903, pp. 691—702. Vienne, 1903.

125. — Recherches sur l'évolution morphologique des Alpes de Transylvanie. Paris,

126. — 1907. Les collines moldaves. *Trav. de l'Institut de Géogr. de Cluj*, vol. I. Bucarest, 1922.

127. MASKA CH. et OBERMAYER H. La station solutréenne de Ordratitz (Moravie). *Anthr.*, t. XXII, pp. 402—412, fig. 32. Paris, 1911.

128. MATEESCU ST. I. Cercetări geologice în partea externă a curburii sud-estice a Carpaților Români. *An. Inst. Geol. Rom.*, vol. XII, 1927, pp. 67—324, rés. fr. 325—389. București, 1927.

129. MAYET L. et PISSOT J. Abri-sous-roche préhistorique de la Colombière près Poncin (Ain). *Ann. de l'Univ. de Lyon*, série I, vol. XXXIX, 1915, p. 205, fig. 102, pl. XXV. Lyon, 1915.

Institutul Geologic al României

130. MAYET L. Division géologique du Quaternaire et niveaux archéologiques paléolithiques. *Bull. Soc. Préhist. Fr.*, p. 7. Paris, 1921.
131. MEREJKOVSKY C. Station moustérienne en Crimée. *L'Homme*, 1884, pp. 300—302, fig. 2. Paris.
132. MOGHILEANSCHI N. K. Matériaux pour la géographie et la statistique de la Bessarabie (en russe). Kichineff, 1913.
133. — Esquisse géologique de la Bessarabie, p. 9, (en russe). Kichineff, 1913.
134. MOROŞAN NIC. N. Contribuţiuni la cunoaşterea Peleoliticului din Nordul Moldovei (malurile Prutului). *Ac. Rom. Mem. Sec. Şt.*, t. IV, mem. 7, p. 18, fig. 7 et une carte en texte. Bucureşti, 1927.
135. — O staţiune paleolitică în Dobrogea-Topalu. (Une station paléolithique en Dobrogea à Topalu). *Ac. Rom. Mem. Sec. Şt.*, t. V, mem. 3, p. 11, fig. 6. (rés. fr.).Bucureşti, 1928.
136. — Noui contribuţiuni preistorice asupra Basarabiei de Nord. *Ac. Rom. Mem. Sec. Şt.*, t. VI, mem. I, p. 17, fig. 8. Bucureşti, 1929.
137. — Quelques observations sur le Quaternaire du NE de la Moldavie. *C. R. Inst. Géol. Roum.*, t. XIX (1930—1931), p. 70. Bucarest, 1933.
138. — Raport asupra cercetărilor preistorice din vara lui 1930. Prez. Com. Monum. Istorice. Bucureşti.
139. — Dare de seamă asupra lucrării : A. P. PAVLOV : Dépôts néogènes et quaternaires de l'Europe méridionale et orientale, 1925. *Rev. Şt. V. Adamachi*, vol. XVI, 1930, pp. 118—119.
140. — Nouvelles observations sur le Pléistocène dans le NE de la Moldavie. *Inst. Géol. Roum.*, t. XX (1931—1932), p. 81, Bucarest, 1935.
141. — Contribution à l'étude du Quaternaire de la Moldavie du NE. *Bull. Acad. Roum.* Bucureşti, 1931.
142. — Le Moustérien dans le Nord de la Moldavie. *l'Anthr.* t. LXI, 1931, p. 234. Paris, 1931.
143. — Existe-t-il du Micoquien en Bessarabie et quelle serait sa place dans la chronologie du Pléistocène? *Bull. Soc. Pr. Fr.*, no. 4, 1931, p. 11. Paris, 1931.
144. — Observaţiuni asupra armelor pre- şi protoistorice dela Bereşti. Manuscrit. prés. à la réd. de la *Rev. Şt. V. Adamachi*. Iaşi, en 1931.
145. — Sinanthropus Pekinensis şi Paleoliticul. *Rev. Şt. V. Adamachi*, vol. XVIII, pp. 35—36. Iaşi, 1932.
146. — Mousterianul şi Omul neanderthalean în Palestina. *Rev. Şt. V. Adamachi*, vol. XVIII, pp. 108—109. Iaşi, 1932.
147. — Unele lămuriri în legătură cu Congresul de Preistorie dela Londra. *Rev. Şt. V. Adamachi*, vol. XVIII, pp. 162—163. Iaşi, 1932.
148. — Quelques observations sur les dépôts crétacés et tertiaires dans la vallée du Prut. *C. R. Inst. Géol. Roum.*, t. XXI (1932—1933). Bucureşti, 1937.
149. — La plus jolie pointe en feuille de laurier solutréenne de la Roumanie extra-carpatique. *Bull. Soc. Préhist. Fr.* Paris, 1933.
150. — Le Solutréen de la Moldavie du NE. Communication au VII-e Congrès Intern. d'Hist. Sect. La Préhistoire. Varsovie, 1933.
Voir DOIZE RENÉE.
Voir LECLERCQ S.
Voir SIMIONESCU I.
151. MOROŞANU ION. Câteva staţiuni preistorice noui descoperite în Basarabia de Nord. *Rev. Şt. V. Adamachi*, t. XIV, Nr. 3—4, p. 8, fig. 3. Iaşi, 1928.

Institutul Geologic al României

152. MORTILLET G. et A. DE : Le Préhistorique. Origine et antiquité de l'Homme, p. 709, fig. 121. Paris, 1900.
153. — Musée préhistorique, III-e éd., pl. 105. Paris, 1903.
154. MRAZEC L. Sur l'existence d'anciens glaciers sur le versant sud des Carpathes méridionales. *Bul. Soc. Științe, București*, An. VIII, no. 1—2, pp. 111—113. Bucarest, 1899, (Comm. faite en novembre 1898).
155. — Comunicare asupra loesului din România. *Ibid.*, An. VIII, no. 4 și 5, p. 320.
156. NABOCHIN A. U. Otciot o poiezdcah po Bessarabii.-Compte rendu de voyages en Bessarabie (1910—11). *Bessarabse Selisc. Hoziais.*, t. IV, 1911, pp. 185—189, 245—252 et 305—311. Kichineff, 1915.
157. NESTOROVSCHII P. A. Na severe Bessarabii. (Dans le Nord de la Bessarabie). Varsovie, 1910 (en russe).
158. NICOLAESCU-PLOPȘOR C. S. Cultura solutreeană în România. *Mem. Muz. Reg. al Olteniei*, t. I, 1929, pp. 9—13, fig. Craiova.
159. OBEDENARE. Présentations de quelques crânes roumaines. *Bull. Soc. d'Anthr.*, t. IX, ser. 2, p. 725. Paris, 1874.
160. OBERMAYER H. Der Mensch der Vorzeit, p. 592, taf. 39, car. 12, fig. 395. Berlin,. 1911—1912.
161. — Compte rendu sur le travail de ROSKA M., 1912 (v. no. 197). *Anthr.*, t. XXIV, p. 268. Paris, 1913.
162. — et WERNERT P. Alt-Paläolithikum mit Blatt-Typen. Extr. *Mit. d. Anthr. Gesel. in Wien*, Bd. LIX, pp. 293—310, fig. 20. Wien, 1929.
163. — Les formations glaciaires des Alpes et l'Homme Paléolithique. *Anthr.*, t. XX, 1909, pp. 497—522, fig. 10. Paris, 1909.
164. ODOBESCO ALEX. Antiquités préhistoriques de la Roumanie. *C. R. Congrès Intern. d'Anthr. et d'Arch. Préhist. 4 session.* Copenhague 1869, pp. 116—123. Discussion par : CAPPELLINI WORSAE, VOGT, ODOBESCU, QUATREFAGES, CAPPELLINI, DESOR, etc., pp. 123—126. Copenhague, 1875.
165. — Stations préhist. de Cucuteni, Baitcheni, Rădășeni et autres, situées dans le nord de la Moldavie. *Ibid.* 10-e ses. 284—298. Paris, 1889.
166. OSBORN H. F. Men of the old stone age, their environment life and art., pp. XXVI et 545. New-York, 1915.
167. PALIBIN J. u. HAMMERMAN A. Kohlenreste aus dem Paläolithikum der Krim. Höhle Kiik-Koba. *Bull. de la Comis. pour l'étude du Quaternaire*, no. 1, 1929, pp. 37, tab. I. Leningrad, 1929.
168. PANIAGUA A. DE. Note sur un instrument de grande dimension magdalénien. *Bull. Soc. Préhist. Fr.*, 1921, p. 331—332, fig. 1.
169. PAVLOV A. : Époques glaciaires et interglaciaires de l'Europe et leurs rapports à l'histoire de l'homme fossile. *Bull. Soc. des Nat. de Moscou*, Sec. Géol,. 1922, t. XXXI, texte fr., pp. 23—76 ; rés. russe 77—81 et une pl. à coupes.
170. — Dépôts néogènes et quaternaires de l'Europe méridionale et orientale. Stratigraphie comparée des couches d'eau douce. *Mém. Soc. Géol. de Amis des Sc. Nat., d'Anthr. et d Ethnogr.* L. 5, 1925, p. 217, tab. VIII, 138 fig. Moscou, 1925.
171. — L'Homme fossile de l'âge du mammouth à l'Est de la Russie et les hommes fossiles de l'Europe Occident. Confer. à la séance annuelle de la Soc. des Nat. de Moscou le 16 Oct. 1924. *Trav. de l'Inst. d'Anthr. Univ. de Moscou.* Supl. au *Journ. Russe d'Anthr.*, t. XIV, L. 1—2, 1925, pp. 35—36, fig. 13, (en russe av. rés. fr.). Moscou, 1925.

Institutul Geologic al României

172. PETRBOK JAR. Stratigraphie a paleontologie paleolithikeho nalesiste v Russe (Bulharsko). *Z vlastni otisk z Vestnici statniho geologickeno ustav Osl. rep.* roc 1, sesit, 3—4, 1925, pp. 1 — 3 et 4—5 (rés. fr.).

173. PEYRONY D. Station préhistor. du Ruth près de Moustiers (Dordogne) Aurignacien Solutréen, Magdalénien. *Rev. d'Ec. d'Anthr.*, 1909, t. XIX, pp. 156—175. Paris, 1909.

174. — Les Moustériens-Ses facies. *Rapp. Congrès de A.F.A.S.*, 1921, pp. 3—4. Paris.

175. — Le Moustier. Ses gisements, ses industries, ses couches géologiques. *Revue anthrop.*, no. 1—3 et 4—6, An. 1930, pp. 1—50, fig. 1—19. Paris, 1930.

176. — BOURRINET P. et DARPEIX A. Le burin moustérien. *C. R. Congrès Int. d'Anthr. et d'Arch. Préhist. sess., 1930.* Portugal, pp. 310—315, fig. 2, Paris, 1931.

177. PITTARD EUG. Ossements humains néolitiques découverts à Coucouteni et déposés à l'Univ. de Jassy. *Bul. Soc. Ştiinţe*, pp. 365—378. Bucarest, 1903.

178. — Note sur deux crânes macrocéphales trouvés dans un tumulus a Kustendj (Dobrodja). *Bull. Sec.*, t. IX, 5, 1905. Bucarest.

179. — Quelques désidérata de l'Anthropologie en Roumanie. *Bul. Soc. Ştiinţe Bucureşti*, t. XIII, 1905, pp. 466—485. Bucarest.

180. — et DONICI AL. Quelques crânes anciens de Roumanie présentant la déformation macrocéphalique. *Arch. suisses d'Anthr. génér.*, t. VI, 1930—31, pp. 44—54. Genève, 1931.

181. — et M-lle GRINTZESCO S. Une nouvelle station magdalénienne dans la Dordogne. *Bull. Soc. Sc. Cluj*, T. VI, pp. 326—352, fig. 90. Cluj, 1932.

182. PITTIONI R. Funde aus Willendorf. *Mitt. d. Anthr. Gesell. in Wien*, Bd. LXII, pp 349—360, fig. 1, et pl. 4. Wien, 1933.

183. POLANSKYJ G. Novi pratzi pro pleistocen Bessarabyi. *Nau. Towarc. im. Schewtchenka u Livovi.* Mat. Prir. Lik. Sec ; Zbir. Fiz. Kom. fasc. 2, p. 14 (en ukrain, av. rés. all). Lwowo, 1927.

183 a. — Podoligsche Studien: Terrassen, Löss und Morphologie Westpodoliens aus Dniesterflusse. Sammels. d. *Math. Natur. Azxte Sex. in Lemberg.* Bd. XX pp. 191, fig., pl. (en ucr. av. rés. all.) Lemberg, 1929.

184. POPOV R. Rascopki pri « Malkata-Pestchere pri Tyrnovo ». Les fouilles dans la « petite grotte » près de Tirnovo. *Bull. Soc. arch. bulgare*, t. II, fasc. 2, 1911, pp. 248—256 (en bulgare av. rés. fr.). Sofie, 1912.

185. POPOV P. Matériaux de la station « Pod-grada » près du village Madara, arr. de Choumen. *Ibid.*, t. III, fasc. I, pp. 90—107 (en bulgare av. rés. fr.). Sofia, 1912.

186. POPOV R. : Fouilles de la grotte « Morovitsa ». *Ibid.*, t. III, fasc. 2, 1913, pp. 263—290, (en bulg. av. rés. fr.). Sofia, 1913.

187. POPOVICI R. Untersuchung präeistorischer Nadelholzkohlen Nord-Bessarabiens. *Bul. Fac. de Şt. din Cernăuţi*, T. V, fasc. 2, 1931, pp. 260—266. Cernăuţi, 1932.

188. PORUCIC T. Geologia Basarabiei. p. 150. Chişinău, 1916.

189. — Relieful teritoriului dintre Prut şi Nistru. *Bul. Soc. Reg. Rom. de Geogr.*, t. XLVII, 1928, p. 291. Bucureşti 1929.

190. PRIMICS GYORGY. A kökóri emberre vonatkozó uj adatok Kolozsvár környékéről. Neue Daten über den Menschen der Steinzeit aus der Umgebung von Klausenburg. *Orv. Tud. Erstesitő*, 1889.

191. PROTOPOPESCU-PACHE EM. Cercetări agrogeologice comparative între solurile de stepă din NE Moldovei şi acele din Bărăgan. *Raport as. activ. Inst. Geol. Rom. în anul* 1911, pp. XXIV—XXV. Bucureşti, 1914.

Institutul Geologic al României

192. PROTOPOPESCU-PACHE EM. Cercetări agrogeologice în stepa din NE Moldovei între Siret şi Jiiia. *Raport as. activ. Inst. Geol. Rom în anul 1912*, pp. XXXVII—XV. Bucureşti, 1917.

193. *Redaction der Wiener Präh. Zeitschr.* Bemerkung zu der Abhandlung « Beiträge zur Kenntnis der Aurignakultur in Bessarabien u. Bukowina », von C. AMBROJEWICZ, t. XVII, p. 86. Wien, 1930.

194. REINHARD AL. Glacialno-morfologhitcheskiea nabliudenia v ţentralnom Kawkaze. letom 1926 g. (Observations glaciaires-morphologiques dans le Caucas central ; d'été 1926). *Izv. Gosud. Geograf. Obstschestva*, t. LIX, 1927, pp. 3-41.

195. RIZNYCENKO. Les conditions géologiques et géomorphologiques de la station paléolithique de Juravka. *L'Anthr. de l'Acad. Sc. d'Ukraine*, t. I, 1930, pp. 185—190 (en ukr. avec rés. fr.). Kiev, 1931.

196. ROMER FLORIAN FRANÇOIS : Résultats généraux du mouvement archéologique en Hongrie avant VIII session d. Congrès Intern. d'Anthr. et d'Archéol. Préhist. à Budapest, pp. 1—187 av. une carte, 2 pl. et 119 ig. Budapest, 1876.

197. ROSKA M. Traces de l'Homme diluvien dans la caverne « Cholnoky à Csoklovina ». *Trav. de la Sect. numismatique et arch. du Musée nat. de Transilvanie à Kolozswar (Hong.)*, 1912 (en hongrois av. rés.), p. 49, fig. 36.

198. — Suppléments nouveaux au Paléolithique de Hongrie (en hongrois av. rés.), p. 2, tab. *Ibid.*, t. V, 1914, 1.

199. — Glanement des antiquités de l'époque préhistor. en Galicie (texte hongr. av. rés. fr.), p. 29, fig. 11. « *Dolgozatok* ». *Trav. de la sect. numism.*, 1919.

200. — Les fouilles dans la Caverne de Cioclovina (en roum. av. rés. fr.). pp. 25—55. *Publ. Comis. monum. ist., Sect. p. Transilvania*, t. II, fig. 15. Cluj, 1923.

201. — Recherches sur le Paléolithique en Transylvanie. *Bull. Soc. Sc. Cluj*, t. II, pp. 183—192, fig. 8, Cluj, 1925.

202. — Das Altpaläolithicum v. Baszarabasz-Brotuna in Siebenbürg. Eiszeit B. 4 ; pp. 99—101, fig. 21. Leipzig, 1927.

203. — Die Spuren der Micoque-Kultur in Siebenbürgen. *Eiszeit, Zeitschr. f. allgem. Eiszeitsforsch.* Wien, III, Bd. 11, Heft, pp. 117—118, fig. 5. Leipzig, 1926.

204. — Le Paléolithique inférieur de Transylvanie. *Bull. Soc. Cluj*, t. III, pp., 67—74. Cluj, 1927.

205. — Le Solutréen en Transylvanie. *Ibid.*, t. III, 1927, pp. 193—196, fig. 10. Cluj.

206. — Le Paléolithique inférieur de Zimbru (Zimbro, jud. Arad). *Ibid.*, t. IV, 1928, pp. 35—37, fig. 5. Cluj.

207. — Nouvelles recherches sur le Solutréen de Transilvanie. *Ibid.*, t. IV, pp. 38—39, fig. 1. Cluj, 1928.

208. — Recherches nouvelles sur le Solutréen de Transilvanie. *Ibid.*, t. IV, pp. 85—86, fig. 2. Cluj, 1929.

209. — Paleoliticul Ardealului. *An. Inst. Geol. Rom.*, vol. XIV (1929), pp. 99—122, fig. 35, (rés. fr., pp. 123—126). Bucureşti, 1930.

210. — Notă preliminară asupra cercetărilor paleolitice făcute în Ardeal în cursul anului 1928. *Ibid.*, pp. 79—97, fig. 25. Bucureşti, 1930.

211. RUDYNSKYJ M. et VORONY A. A propos de la trouvaille de Jouravca (départ de. Prylouka, anc. gouv. Poltava). *Anthr.*, t. I, 1927, pp. 65—70, fig. 2, pl. 1 (en ukr. avec rés. fr.). Kiev, 1928.

212. — Fouilles à Zuravka. *Ibid.*, t. II, 1928, pp. 140—151, fig. 1, pl. II (en ukr. avec rés. fr.). Kiev, 1929.

Institutul Geologic al României

213. RUDYNSKYJ M., ET VORONY A. Zuravka. Les fouilles de l'année 1929. *L'Anthr. d'Ukr.*, t. III, *Acad. Sc.* 1929, pp. 97—122, fig. 17, pl. XVI (en ukr. av. rés. fr.). Kiev, 1930.

214. — Industrie en os de la station paléolithique de Mizyn interpretée par Fedir Vovk. Acad. de Sc. d'Ukraine, Lab. d'Anthr de Th. Vovk, p. 66, fig. 4 et pl. 32 (en ukr. av. rés. fr.). Kiev, 1931.

215. SAWICKI L. Les études dans les Karpathes-aperçu historique et critique. *Ann. de Géogr.*, t. XXI, 1912, pp. 230—250. Paris, 1912.

216. — La grotte Nietoperzowa à Jerzmanovice près Ojcow (Distr. Olkusz). *Rev. Archéol. Polon.*, t. III, no. 1, 1926, pp. 1—8, fig. 1, pl. III. Poznan, 1926.

217. — Materialy do znajomosci preistorii Rosji. *Przegladu Archeologicz.*, t. III, 2, 1926, t. III, 1928, p. 50, fig. 6. pl. 24. Poznan, 1928.

218. SCERBAKIVSKYI. Les fouilles de la station paléolithique dans le village Hontzi, distr. de Laubui, gouv. de Poltava en 1914—15. *Zapiski naukovogo Tov. na Poltavie*, t. I, pp. 61—78, fig. 10 et 11.

219. SCHIRMEISEN K. Altdiluviale Mahlzeitreste auf Lateiner Berge bei Brünn. *Verhandl. d. Nat. d. Vereins in Brünn*, B. 60, 1926, p. 23, pl. IV. Brünn.

220. SCHMIDT H. Vorläufiger Bericht über die Ausgrabungen 1909—1910 in Cucuteni bei Iassy (Rumän.). *Zeitschr. f. Ethn.*, t. 43, 1911, pp. 582—601. fig. 15.

221. SCHMIDT R. R. Die Grundlagen f. die Diluvial Chronologie u. Paläthnologie West-Europas. *Ibid.*, Berlin, 1911.

222. — Die diluviale Vorzeit Deutschlands. Stuttgart, 1912.

223. SEMEONOV-TIAN-SANISCKII P. P. Rossiea. v. vol. XIV : Novorossiea i Krim (en russe). St. Petersburg, 1910.

224. SEVASTOS ROMULUS : Sur la faune pléistocène de la Roumanie. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, t. III, sér. 4, 1903, pp. 178—181.

225. — Prundul vechiu şi Pleistocenul din Moldova. Ext. din *Arhiva*, 1906, Nr. 12, p. 10. Iaşi, 1906.

226. — Le Postglaciaire dans l'Europe du Nord et Orientale. *Ann. Sc. Univ. Iassy*, t. V, fasc. 1, 1908, pp. 48—65. Iassy, 1908.

227. — Geologia regiunii Mogoşeşti. *An. Inst. Geol. Rom.*, vol. IV, 1910, fasc. 1, pp. 83—104. Bucureşti.

228. — Cercetări geologice în podişul Moldovei. *Raport as. activ. Inst. Geol. Rom. în anul 1911*, pp. XXII—XXIV. Bucureşti, 1914.

229. — Descrierea geologică a împrejurimilor oraşului Iaşi. *An. Inst. Geol. Rom.* vol. 1911, fasc. 2, p. 261, rés. fr. p. 301. Bucureşti, 1914.

230. — Depozitele cvaternare din şesul Prutului şi al Jijiei. *Ibid.*, 1915—20, pp. 401—420 Bucureşti, 1922.

231. SIMIONESCU I. Crida superioară şi calcarul cu *Lithothamnium* pe malul Prutului (jud. Dorohoi). *Arhiva*, Nr. 1—,2 din 1897, p. 8. Iaşi 1897.

232. — Constituţia geologică a ţărmului Prutului din Nordul Moldovei. *Ac. Rom. Publ. Fond. V. Adamachi.* Bucureşti, 1901.

233. — Constituţiunea geologică a ţărmului Prutului din Nordul Moldovei. *Ibid.*, t. II, Nr. 7, pp. 27—53. Bucureşti, 1902.

234. — Contribuţiuni la geologia Moldovei dintre Siret şi Prut. *Ibid.*, t. II, Nr. 9, pp. 73—116, Bucureşti, 1903.

235. — Contributions à la géologie de la Moldavie. *Ann. Sc. Univ. Jassy*, t. II, pp. 234—250, 1903.

236. — Geologia României. Literatura geologică. Consideraţiuni generale asupra tectonicei şi stratigrafiei României. *Ac. Rom. Publ. Fond. V. Adamachi.* Bucureşti, 1906.

Institutul Geologic al României

237. SIMIONESCU I. Asupra calcarelor sarmatice din Nordul Moldovei. *An. Inst. Geol. Rom.*, vol. II, 1908, fasc. 2, pp. 139—149. Bucureşti, 1909.

238. — et MOROŞAN NIC. Une station aurignacienne en Moldavie. *Ac. Roum. Bull. Sect. Sc.* no. 3 1926, p. 6, fig. 6. Bucureşti.

239. SIMIONESCU I. Tratat de Geologie, p. 409, fig. 421, tab. 12. Bucureşti, 1927.

240. — *Arctomys Bobac* din Cvaternarul din România. *Ac. Rom. Mem. Secţ. Şt.*, t. VII, mem. 1, p. 6, fig. 3 (av. rés. fr.). Bucureşti, 1930.

241. SINTZOW I. F. Esquisse géologique du gouvernement de la Bessarabie. *Publ., Soc. Novor. de Sc. Nat. Odessa*, pp. 369—486 (en russe). Odessa, 1872.

242. — Geologische Beschreibung Bessarabiens u. d. angrenzenden Teile des Chersson'schen Gouvernements (en russe). *Materialen zur Geologie Russlands*, Bd. XI, 1883.

243. SMOLITCHEV P. Un « tresor » paléolithique (les ustensils de silex enfouillés dans l'ossement d'un mammouth de la station paléolithique de Mizyn). *Acad. Sc. d'Ukr. Mem.*, t. XXIII, 1928. Tchernihiv et la partie de la rive gauche Dnièpre », pp. 36—41, fig. 7.

244. SOERGEL W. Lösse. Eiszeit u. Paläolithischen Kulturen, p. 177. Jena, 1919.

245. — Die Gliederung u. absolute Zeitrechnung des Eiszeitalters. *Fortschr. d. Geol. u. Pal. H.*, 13, 1925.

246. STEFANESCU GR. Sur le terrain quaternaire de la Roumanie et sur quelques ossements de mammifères tertiaires et quaternaires du même pays. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, t. I, série 3, 1872—3, pp. 119—122. Paris, 1872.

247. — Relaţiunea sumară de lucrările Biroului Geologic în campania an. I, 1885, Nr. 1, pp. 4—87. Bucureşti, 1888.

248. — Observări geologice în România în secolul trecut. *An. Ac. Rom.* Ser. II, t. XIII, 1890—1891, pp. 321—327. Bucureşti, 1892.

249. — Relaţiune sumară asupra structurei geologice observată de membrii Biuroului Geolog. în anul 1886 în jud. Botoşani, Iaşi, Roman, Vaslui şi Brăila. *An. Muz. de Geol. şi Paleont.*, pe an. 1894. Bucureşti, 1895.

250. STOIANOV J. L. Contribution à l'étude préhistorique en Bulgarie. La grotte « Toplia » prés du village Goliam-Jeliazna (distr. de Troian). *Trav. de la Soc. Bulgare des Sc. Nat.*, vol. II (en bulgare), pp. 103—171 (rés. fr. 171—172), pl. 2. Sofie, 1904.

251. SZMIT ZYGMUNT. Recherches des colonisations de l'époque de pierre en Podlasie (en polon. av. rés. fr.), pp. 36—109 et 109—118. *Bull. Arch. Polon.*, t. X, 1929. Warszawa (Varsovie).

252. SZOMBATHY J. Paläolithische Funde aus Siebenbürgen. *Mitt. d. Anthr. Gesell. im Wien*, t. XLIII—IV, Heft, 1910, p. 10.

253. TAREL R. Les grands silex arqués de l'époque magdalénienne. *Rev. Anthr.*, 1915, pp. 266—273, fig. 5.

254. TEGLAS GABRIEL. Résumé sur les gîtes préhistoriques du Plateau transylvanien. Ext. de *Orv. Term. Tud. Értesitő*, 1884.

255. TEUTSCH GYULA. A magyarbodzai aurignacien. *Barlankutatas* II (Band) kötet, 194, 2 füzet (Heft) pp. 51—64, av. 9 fig. Das Aurignacien *v. Magyarbodza*, pp. 91—99.

256. TOUTKOVSKY P. Les environs de Kiev à l'époque préhistorique. *Mem. Sec. Hist. Acad. Sc. d'Ukraine*, vol. XXII. Kiev et ses environs, pp. 25—32. Kiev, 1926.

257. — Le passé géologique de la province de Tchernihiv à l'époque quaternaire. *Ibid.*, vol. XXIII. Tchenihiv et la partie Nord de la rive gauche du Dnièpre pp. 1—6, fig. 3, 1928.

Institutul Geologic al României

258. URECHIA. Notice sur l'âge du fer en Moldavie. *Congrès intern d'Anthr. et d'Arch. préhist. Compte rendu de la 4-e sess. Copengague, 1869*, p. 275. Copenhague, 1869.

259. VASCAUȚANU TH. Cretaceul superior din Nordul Basarabiei. *Ac. Rom. Mem. Secț. St.*, ser. III, t. I, pp. 287—299. București, 1923.

260. — Urmele Omului preistoric în Basarabia. *Rev. St. V. Adamachi*, vol XI, Nr. 3, pp. 153—157, fig. 8. Iași, 1925.

261. — Fauna argilelor sarmatice dela Ungheni. *An. Inst. Geol. Rom.*, vol. XIII, 1928, pp. 85—120. București, 1929.

262. VAUFREY R. Paléolithique Italien. *Arch. de l'Inst. de Pal. Hum.* mem. 3, p. 196, fig. 154 et pl. VII. Paris, 1928.

263. — Les progrès de la paléontologie humaine en Allemagne. *Anthr.*, XLI, pp. 517—551, fig. 22. Paris, 1931.

264. — Compte rendu sur « Chaïtan-Koba, une station du type de l'Abri-Audit en Crimée» de G. BONTCH-OSMOLOWSKY. *Anthr.*, 1931, pp. 576—577. Paris.

265. VAYSON DE PRADENNE. La station paléolithique du Mont-Dol. *Anthr.*, t. XXXIX, Nr. 1—3, 1929, p. 42, fig. 8, pl. XII. Paris.

266. VIRE ARMAND. Grotte préhistorique de Lacave (Lot). (Époque de Solutré). *Anthr.*, t. XVI, pp. 411—429, fig. 18. Paris, 1905.

267. VICHNEVSKIJ B. L'Homme préhistorique en Russie (La période de la pierre); annexé à « Men of the old stone age » etc., de H. F. OSBORNE, traduit en russe v. page 439—506. Léningrad, 1924.

268. VOEVODSKY M. V. Timonovscaia paleontologhicescaia Stoianka. *Journal russe d'Anthr.* t. XVIII, 1929, no. 1—2, pp. 59—70, fig. 7

269. VOLKOV TH. Découvertes archéologiques en Ukraine et en Russie Blanche. *Antrh.*, t. V, an. 1894, p. 506.

270. — Découvertes préhistoriques de la rue de St. Cyrille à Kiev. *Matériaux pour l'Etnogr. ukraino-ruthène*, no. 1, de Soc. Scient. de Schevtcheko à Léopo, pp. 1—12 et 33—48. Léopol, 1898.

271. — Défense du mammouth gravée du gisement paléolithique de Kiev. *Bul. et mém. de la Soc. d'Anthr.*, pp. 478—9. Paris, 1900.

272. — L'Art magdalénien en Ukraine. *Vidbitka z Zapisok Maukavago Tovar. imeni Chevtchenko*, t. XLVI, J Lvovi, 1902, p. 13, f. 8, 3 pl. Lemberg, 1902.

273. — Paleolitichni znahidki v. s. Mizini na Tchernighivstchini. Les trouvailles paléolithiques de Mezine gouv. Tchernigov (en Ukraine) *Zapiski Ukr. Tov. u. Kijeb*, t. IV, 1909, pp. 90—99. Kiev, 1909.

274. — Nouvelles découvertes dans la station paléol. de Mezine (Ukraine). *C. R. Congrès*. Genève, 1912, pp. 415—428, fig. 13.

275. WACHNER E. Urme de gheţari în Munţii Bucegilor (Gletcherspuren des Bucegi-Massivs). *An. Inst. Geol. Rom.*, t. XIV, 1929, pp. 63 — 77. Bucarest, 1930.

276. WARDANIANTZ L. A. O drewnem obledenenii severnago sklona Tsentralnago Kawkaza (Gornaia Osetia) Sur l'ancien glaciation du versant N du Caucase Central. *Izwest. Gos. Rus. Geogr. Ob.* vol. LXI, fasc. 1, pp. 3—23, 1929.

277. WIEGERS F. Diluviale Vorgeschichte des Menschen. Stuttgart, 1928.

278. WERTH E. Der fossile Mensch. pp. 898, fig. 699. Berlin, 1921—1928.

279. WYRGIKOWSKY R. Gisements du célestine de Darabani de la région du Chotine. *Bull. de la Sect. de l'Ukraine du Com. Geol.*, vol. VI, 1925 (Kiew), pp. 143—156 (en russe).

Institutul Geologic al României

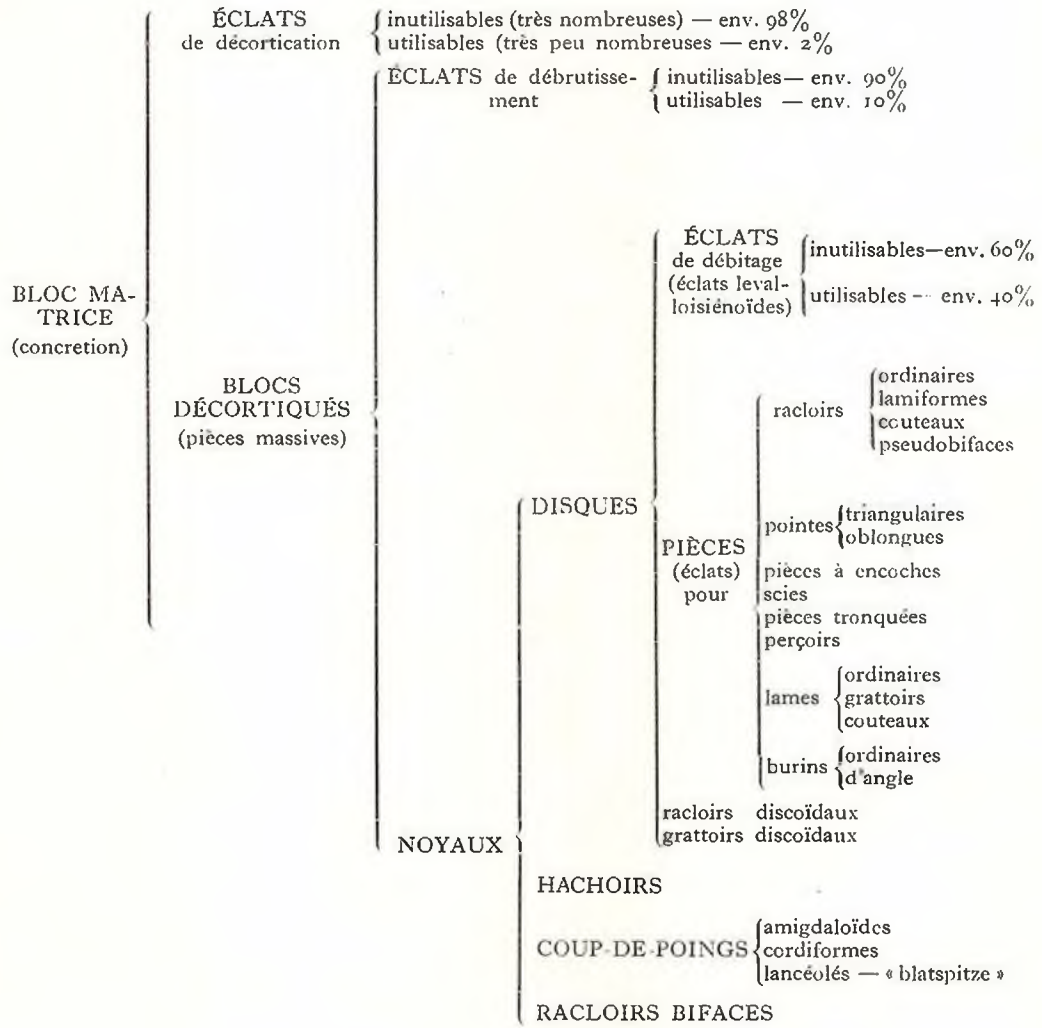
280. WYRGIKOWSKY R. Kratkii geologhitcheskii otcherc mohiliovskago pridniestrovia (Aperçu géologique du pays du Dniester dans le distr. de Mohilov). *Bull. of the geological research admnistr. in Ukraina*, pp. 23—71 et 72—76 (en russe av. rés. fr.). Kiev, 1929.

281. ZAMIATINE S. M. Station moustérienne à Ilscaïa, province de Kouban (Caucase du Nord). *Rev. anthr.*, no. 7—9, 1929, pp. 1—14, fig. 4. Paris, 1929.

282. ZELIZKO J. V. Stanice diluvialniho cloveka v Kijeve. *Casopisu Vlaste muzej spolka v Olomouci*, 1907, p. 11, fig. 5, pl. IV (en tchech). Olomouci (Olmoutz), 1907.

Institutul Geologic al României

TABLEAU SYNOPTIQUE DE LA CONFECTION DE L'INDUSTRIE LITHIQUE MOUSTÉRIENNE DE LA IZVOR



Institutul Geologic al României

TABLEAU SYNOPTIQUE

de la distribution de la faune et flore pléistocennes d'après les principales stations (gisements) et les époques paléolithiques du NE de la Roumanie

NOMS DES PRINCIPALES ESPÈCES	Rive droite du Prut				Rive gauche du Prut							Rive droite du Dniester						
	Abri-sous-roche Stânca-Ripiceni	Grotte Stânca-Ripiceni	La Izvor (Ripiceni)	Mitoc: La Mori	Gherman Dumeni	In Ponoară (Cuconești)	La Moara Popei (Cuconești)	Lopatnic : La Bortoasa	Pererita	Sculeni	Vasilica	Chișla-Nedjimova	Cormani: U-Mliniu et Tomina	Molodova	Naslavcea	Neporotova	Răspopinți (Hlibochii-Iar)	Voloșcova
LA FAUNE																		
Homo sapiens fossilis													A.s.					
Elephas antiquus FALC.					T.i., l.													
Elephas troghontherii POHL.					T.i., l.													T.m.
Elephas primigenius BLUM.	M.s.e.	Mg. (?)	T.i., l.; M.s.;A.s.		T.i., l.	S.m.Mg.s.	T.i.	T.i., A.p.m.	P.	T.i., l.	T.i., l.	A.s.	T.i., A.s., A.f.	M.s.e., A.s., Mg. (?)	T.i.,A.s.,Mg.s.	P.	A.s.	P.
Rhinoceros tichorhinus CUV.	M.s.e.		T.i., l.		T.i., l (?)			A.p.m.						A.s.		P.		
Equus caballus fossilis CUV.	M.s.e.	A.p.m. — Mg.	T.i., l.; A.s.; Mg.		T.i., l.	S.m.	T.i., S.m.	T.i., A.p.m.		T.i., l.	T.i., l.	A.s.	A.s.	M.s.e.; A.s.; Mg.	T.i.; Mg.s	P.	A.s.	P.
Equus cf. *hemionus* PALL.		A.f.											A.s.; A.f.					
Bison priscus H. v M.	M.s.e.	A.p.m.; A.f.; S.i.	M.s.; — Mg.		T.i., l.		T.i.	A.p.m.			T.i., l.			A.s.; Mg. (?)	T.i.; M.s.e. (?)	P.		
Bos primigenius BOJ.	M.s.e.	A.p.m.; A.f.; S.i.	T.i., M.s.			S.m.		A.p.m.				A.s.	A.s.	A.s.		P.		
Cervus megaceros OV.					T.i., l.								A.s.; A.f.			P.		
Cervus (Dama) cf. *Somonensis* DES.					T.i., l.													
Cervus elaphus LIN.	M.s.e.	A.p.m.; A.f.; S.i.	M.s.					A.p.m.	P.			A.s.	A.s.	A.s.	T.m.			P.
Cervus tarandus LIN.	M.s.e.	A.f.; S.i.	M.s.	Mg.		S.m.		A.p.m.				A.s.	A.s	A.s.; Mg. (?)		P.		
Cervus capreolus LIN.		A.p.m.											A.s.; A.f.	A.s.				
Capra ibex LIN.														A.s.				
Rupicapra tragus GRAY													A.s.					
Arctomys Bobac SCHREB.		A.p.m.; A.f.; S.i.											A.s.	A.s.				
Arvicola amphibius DESM.														A.s.				
La microfaune de rongeurs	M.s.e.							A.p.m.						A.s.				
Lepus timidus LIN.		A.f.																
Felis leo LIN. r. *spelaea*		A.p.m.																
Hyaena spelaea GOLDF.		A.s.																
Ursus arctos LIN. var. *priscus*			M. s.															
Canis lupus spelaeus GOLD.	M.s.e.	A.f.; S.i.	M.s. (?)										A.s.					
Canis vulpes fossilis POMEL.	M.s.e.	A.p.m.; S.i.												A.s.				
Vultur fulvus		S.i.																
Oiseaux	M.s.e.																	
LA FLORE																		
Pinus sp.			M.s.															
Abiétacées		A.f.; S.i.																
Quercus sp.				Mg.														
Abies alba MILL.												A.s.					A.s.; A.s.	
Picea excelsa LINK.												A.s.	A.s.					
Pinus silvestris L.												A.s.	A.s.					
Pinus sect. *Pinaster*													A.s.					

L'EXPLICATION DES ABRÉVIATIONS EMPLOYÉES

T.i.	Terrasse inférieure.
T.i., l.	Terrasse inférieure avec industrie levalloisienne supérieure.
T.m.	Terrasse moyenne (de 30 — 40 m.) ou plus haute.
T.i., m.	Terrasse inférieure avec industrie moustérienne moyenne (Voy.: T.i., l.).
M.s.	Moustérien supérieur primordial (à coups-de-poing).
M.s.e.	Moustérien supérieur évolué.
A.p.m.	Aurignacien post-moyen.
A.s.	Aurignacien supérieur.
A.f.	Aurignacien final (et Protosolutréen).
S.i.	Solutréen inférieur.
S.m.	Solutréen moyen.
Mg.	Magdalénien.
Mg. s.	Magdalénien supérieur.
P.	Paléolithique supérieur.

Institutul Geologic al României

TABLEAU SYNOPTIQUE DES STATIONS PALÉOLITHIQUES DU NORD-EST DE LA ROUMANIE ET LEURS INDUSTRIES

No. courant	NOM DES STATIONS	Chelléen	Acheuléen	Levalloisien sup.	Moustérien sup.	Moustérien sup. évol.	Aurignacien inf.	Aurignacien post-moyen	Aurignacien sup.	Aurignacien final	Protosolutréen	Solutréen inf.	Solutréen moyen	Solutréen sup.	Magdalénien inf.	Magdalénien sup.	Paléolitique sup.	Néolithique	Protohistor. et plus tardif
1	Abri sous roche Stânca Ripiceni				+														
2	Ataki															?	o		
3	Babin												+						
4	Badragi															+			
5	Balintzi								?								o		
6	Bold											?							
7	Chişla-Nedjimova								+	?									
8	Cormani: U-Mliniu								+	+									
9	Cormani: Tomina								+										
	Cuconeşti (N-os 11, 15 et 18)																		
10	Cosăuţi																o		
11	Durduca (Cuconeştii Vechi)			+															
12	Gherman-Dumeni			+															
13	Grotte de Stânca Ripiceni							+		+		+				+			
	Hlibochii-Iar (v. No. 32)								+										
14	Gruşeviţa																o		
15	In Ponoară (Cuconeşti)				?								+			+			
16	Komarova																o		
17	La Izvor (Ripiceni)			+	+		?		+							+		+	+
18	La Moara Popei (Cuconeştii V.)												+						
19	Lopatnic							+											
20	Manoleasa-Prut															+			
21	Mitoc: La Mori															+			
22	Mitoc: La Malul Galben																o		
23	Mitoc: La Pichet							+											
24	Molodova					+			+						?				
25	Naslavcea: U-Budchi					+													
26	Naslavcea: points II et III								+							?			
27	Negoreani																o		
28	Neporotova								?								o		
29	Otaci																o		
30	Pârâul Istrati					?			+									+	
31	Pererita								+										
32	Răspopinţi (Hlibochii-Iar)								+										
33	Sculeni				+														
34	Şerpeniţa															?	o		
35	Stânca Corpaci																o		
36	Stânca Hriţeni																o		
	Stânca Ripiceni (v. No. 1 et 13)																		
37	Vasilica			+															
38	Viişoara								?								o		
39	Voloşcova																o		
40	Voronoviţa								+										

Explication des signes. La croix montre l'époque de l'industrie représentée dans la station respective. Point d'interrogation, indique la présence seulement supposée de l'industrie de cette époque. Le cercle indique la présence de l'industrie paléolithique supérieure, mais dont l'époque ne peut encore être precisée.

Institutul Geologic al României

PLANCHE I

Institutul Geologic al României

PLANCHE I

Quelques représentants de la faune pléistocène de la région de Ripiceni (rive droite du Prut). 5/6 de la gr. nat.

Fig. 1 et 1 a. — Crâne de *Vultur fulvus;* couche V — Solutréen inf. de la Grotte de Stânca Ripiceni.

Fig. 2. — *Rangifer tarandus.* Mandibule droite d'un jeune individu; couche III — aurignacien final de la même grotte.

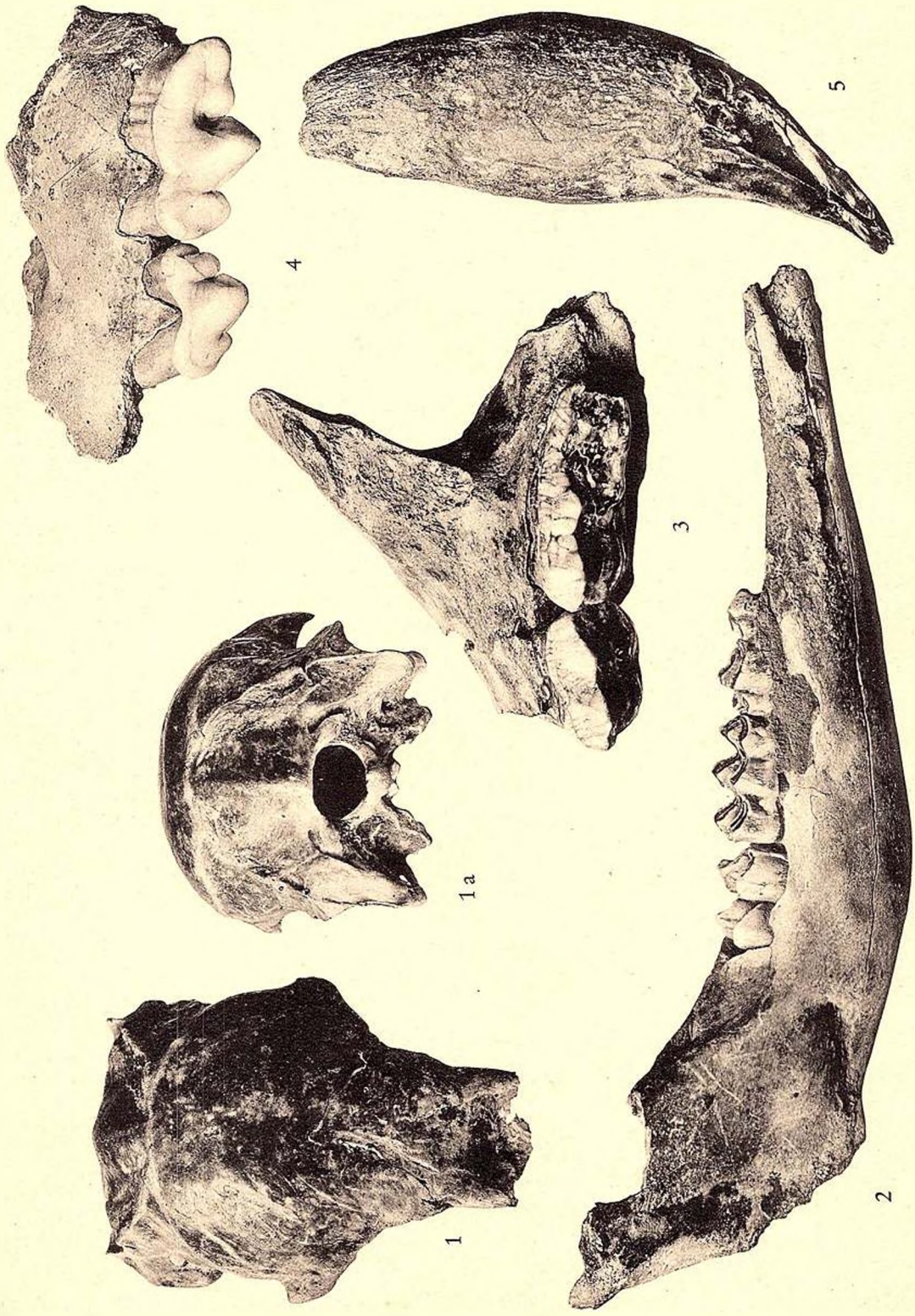
Fig. 3. — *Ursus arctos* LIN. var. *priscus* (syn. *Ursus priscus*). Un morceau du maxilaire gauche. Moustérien supérieur de La Izvor.

Fig. 4. — *Felis leo* LIN. race *spelaea.* Un morceau du maxilaire gauche d'un individu assez jeune.

Fig. 5. — *Id.* Une canine d'un individu un peu plus âgé que le précédent. L'Homme paléolithique l'avait aménagé dans un petit poignard en lui détachant quelques (2—3) éclats.

Les pièces de la fig. 4 et 5 proviennent de la couche I, Aurignacien supérieur (post-moyen) de la grotte de Stânca Ripiceni.

Institutul Geologic al României



Repr. Krafft & Drotleff s. a. Sibiu

Institutul Geologic al României

PLANCHE II

Institutul Geologic al României

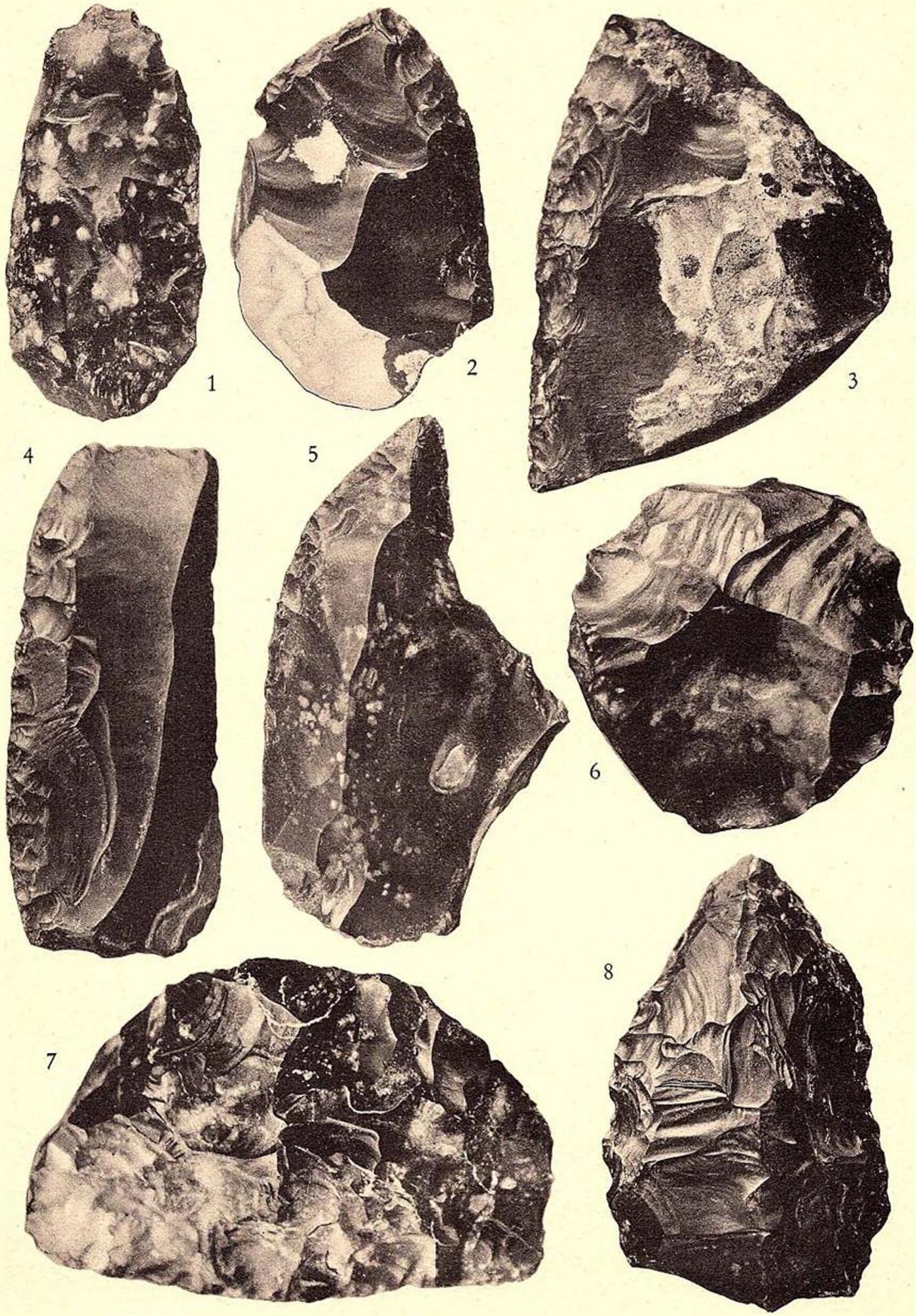
PLANCHE II

Outillage moustérien de silex de La Izvor. Presque 2/3 de la gr. nat.

Fig. 1. — Pointe moustérienne biface-« blatspitze ». L'épaisseur mx.: 15 mm.
Fig. 2. — Pointe moustérienne ordinaire.
Fig. 3. — Racloir très bien retouché; il y a un peu de retouche aussi sur sa face ventrale.
Fig. 4. — Racloir lamelliforme-ciseau. Epaisseur: 13 mm.
Fig. 5. — Racloir.
Fig. 6. — Disque.
Fig. 7. — Racloir entièrement biface. L'épaisseur mx.: 19 mm.
Fig. 8. — Petit coup-de-poing. L'épaisseur mx.: 19 mm.

V. aussi les silex de la fig. 9 du text.

Institutul Geologic al României



Repr. Krafft & Drotleff s. a. Sibiu

Institutul Geologic al României

PLANCHE III

Institutul Geologic al României

PLANCHE III

Quelques outils d'os de la grotte de Stânca Ripiceni. Un peu réduits. La pièce de la fig. 8 c'est un lissoir. Les autres sont des poinçons. Même les No. 2 et 9 confectionnés des stylets de cheval et d'un boeuf ont été aiguisés et utilisés; ils sont brisés.

No. 2, 6 et 9 proviennent de la couche I, No. 1, 3, 5, 7 et 8 de la couche III et le No. 4 provient de la couche V.

Institutul Geologic al României



Repr. Krafft & Drotleff s. a. Sibiu

Institutul Geologic al României

PLANCHE IV

Institutul Geologic al României

PLANCHE IV

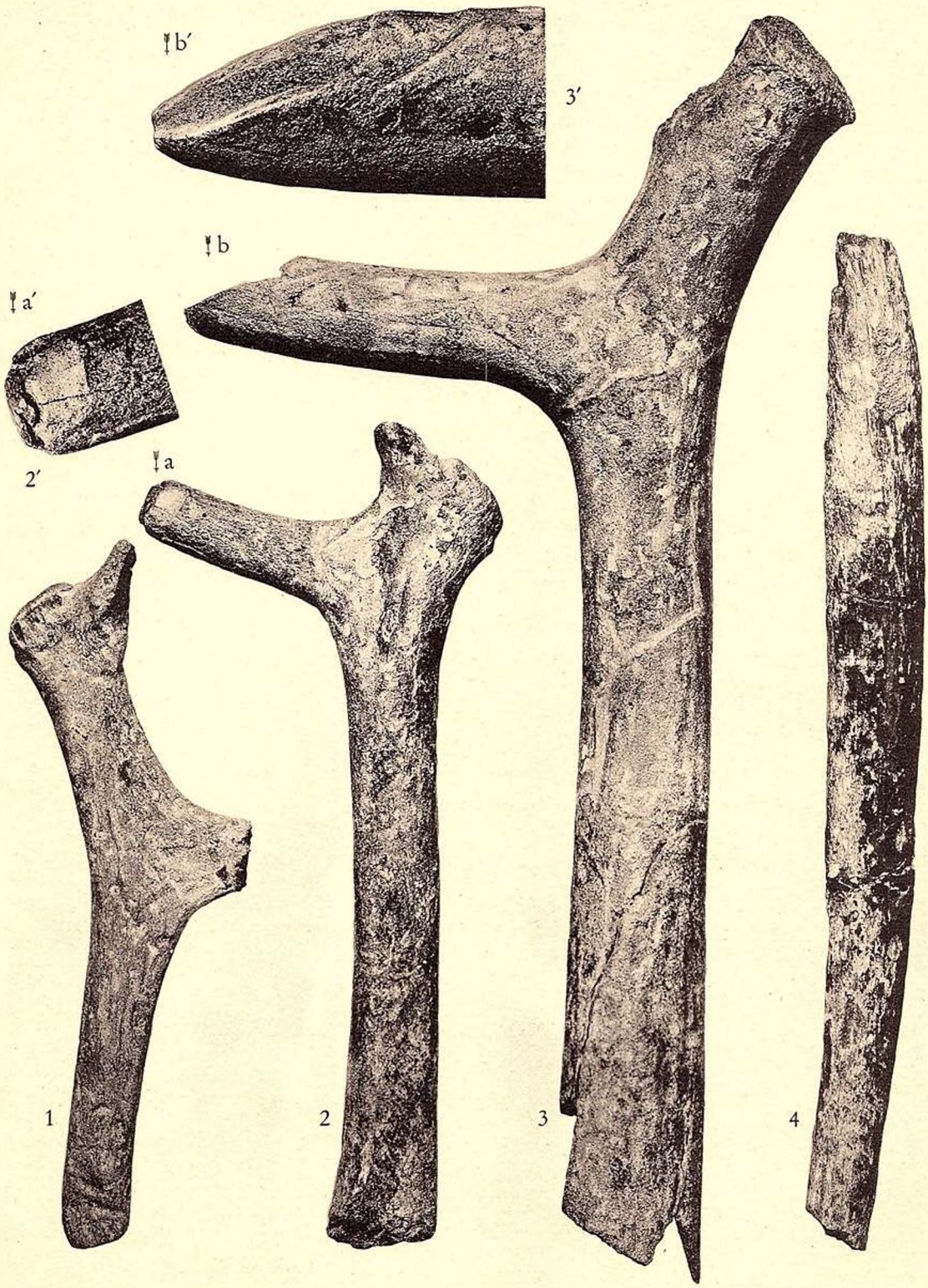
Quelques outils d'os de la grotte de Stânca Ripiceni. 1, 2, 3 et 4 sont à 1/2 de la gr. nat. 2' et 3' en gr. nat. No. 1, provient de la couche III — Aurignacien supérieur; les autres — de la couche V — Solutréen inférieur.

Fig. 1. — Ciseau d'un bois de renne.

Fig. 2 et 3. — Pics ou casse-têtes confectionnés en bois de renne. Les parties actives sont polies et percutées; V. 2 a-a' et 3 b-b'. La surface des poignées est lisse et plus polie que le reste des pièces.

Fig. 4. — Baguette-compresseur fait d'une côte (?) d'un grand herbivore. La pièce est presque cylindrique; spécialement à une extrémité (le sommet) elle est très percutée.

Institutul Geologic al României



Repr. Krafft & Drotleff s. a. Sibiu

Institutul Geologic al României

PLANCHE V

Institutul Geologic al României

PLANCHE V

Quelques silex du Solutréen inférieur de la grotte de Stânca Ripiceni. Un peu réduits de leur gr. nat. Couche V. Tous sont très soigneusement retouchés. A retouche assez plat et allongé sont les pièces du No. 4 et 5. La dernière possède un peu de retouche sur sa face ventrale au sommet (comme beaucoup de pièces de cette sous-époque paléolithique).

Fig. 1, 4 et 5. — Différentes pointes. La dernière peut être une pointe-burin (V. la flèche blanche).

Fig. 2. — Burin (V. la flèche blanche)-grattoir (par son extrémité inférieure). La pièce est concave-convexe.

Fig. 3. — Lame poignard. Il nous semble qu'elle a été employée aussi comme une plane-un riflord. Elle possède une retouche sur sa face ventrale; c'est une retouche plutôt d'utilisation que'intentionnelle.

Institutul Geologic al României



Repr. Krafft & Drotleff s. a. Sibiu

Institutul Geologic al României

PLANCHE VI

Institutul Geologic al României

PLANCHE VI

Pointes en feuille de laurier du Solutréen moyen du NE de la Roumanie. Un peu grossies. Silex.

Fig. 1. — La pièce provient de la colline rocheuse Antonievca de Babin, dép. de Hotin (rive droite du Dniester). Elle est un peu cachalonée.

Fig. 2. — La pièce provient de depôts du loess de In Ponoară (Cuconeştii Vechi); c'est à un km. en amont de l'endroit précédent.

Fig. 3. — La pièce provient de formations loessoïdes de La Moara Popei (Cuconeştii Vechi; sur le Prut, rive gauche).

Institutul Geologic al României



1



3

2

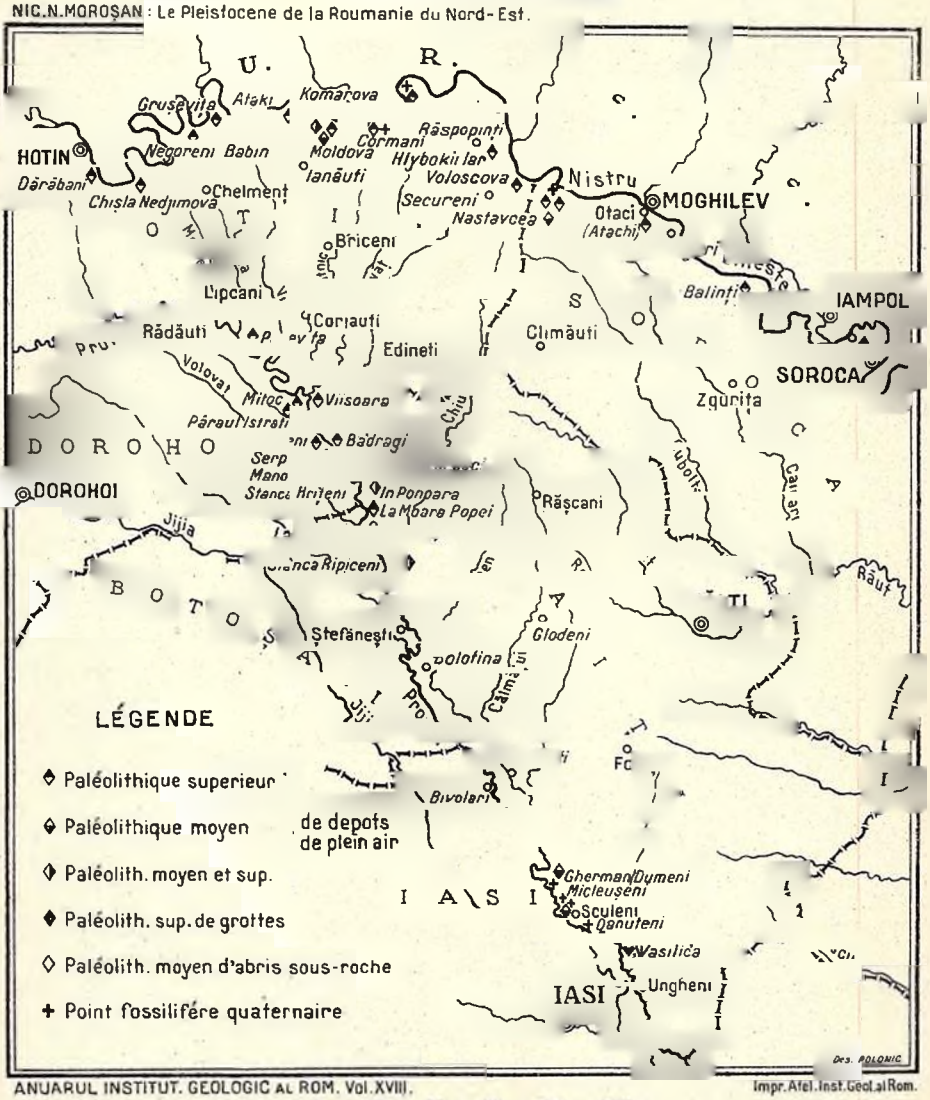


Repr. Krafft & Drotleff s. a. Sibiu

Institutul Geologic al României

CARTE
DES DÉPÔTS PALEOLITHIQUES ET DES POINTS FOSSILIFERES QUATERNAIRES DU NORD-EST DE LA ROUMANIE

NIC. N. MOROŞAN : Le Pleistocene de la Roumanie du Nord-Est.



ANUARUL INSTITUT. GEOLOGIC AL ROM. Vol. XVIII.

Impr. Atel. Inst. Geol. al Rom.

0 10 20 30 40 50 Km.

Institutul Geologic al României

DAS KRISTALLINE MASSIV VON RODNA (OSTKARPATHEN)

VON

THEODOR KRÄUTNER

INHALTSVERZEICHNIS

Einleitung 164
Orographische Übersicht 164
Historisches 166

I. Das Kristallin 172

Allgemeines 172
Die epizonale Serie des Kristallins 176
Petrographische Beschreibungen 177
1. Serizitquarzite 177
2. Serizit-Muskowitschiefer 177
3. Serizit-Chloritschiefer 177
4. Chlorit-Epidotschiefer 179
5. Chlorit-Calcitschiefer 180
6. Chloritschiefer eruptiven, z. T. tuffogenen Ursprunges 181
7. Amphibol-Epidotschiefer 182
8. Amphibolite (Amphibolschiefer) 184
9. Porphyrogene Gesteine 185
a) Hälleflintgneis 188
b) Serizit-Albitgneise mit Kalifeldspat 188
c) Serizit-Albitgneise mit Porphyroblasten von Albit 189
d) Porphyroidartige Gesteine 190
e) Serizit-Albitgneise 190
f) Porphyrogene Gesteine mit Biotit und Chlorit 191
10. Psammitgneise 192
11. Schwarze Phyllite, z. T. Graphitschiefer und schwarze Quarzite . . . 193
12. Kristalline Kalke, Dolomite und Kalkschiefer 194
a) Serizit-Calcitzschiefer 195
Gesteine intrusiv-magmatischer Herkunft in der epizonalen Serie 195
1. Pegmatitgneis 195
2. Gepresste Granite und Aplite 196
3. Epidiorite (Orthoamphibolite) 196

Institutul Geologic al României

Die Injektionsgneise und ihr Kontaktmantel 197
Das Gneismassiv im Valea Rebrei 197
1. Augengneis (Rebragneis) 199
2. Flasergneis 199
3. Feinschuppige Biotitschiefer 200
4. Chloritschiefer mit Biotit 200
5. Amphibolite 200
Das Gneismassiv im Valea Anieşului 201
1. Augengneis (Anieşgneis) 202
2. Biotit-Granatglimmerschiefer 203
3. Biotit-Epidot-Granatglimmerschiefer 203
4. Biotit-Epidot-Chloritschiefer 203
5. Chlorit-Epidotschiefer 204
6. Biotit-Muskowitschiefer 204
Die Serie der Bretila 204
Das Paragneismassiv der Bretila 204
Das Gebiet des Someşul Mare 204
Petrographische Beschreibungen 205
1. Biotit-Amphibol-Paragneis 205
2. Geschieferte Amphibolite 206
3. Granatglimmerschiefer 206
4. Biotit-Amphibol-Granatschiefer 206
5. Albit-Muskowit-Chloritschiefer 206
6. Hornblendegarbenschiefer 207
7. Serizit-Chloritschiefer mit Granat 207
Die mesozonale Serie des Kristallins 207
1. Orthogneise 208
2. Biotitparagneise 209
3. Biotit-Muskowitschiefer 211
4. Biotitquarzite 212
5. Granatglimmerschiefer 213
6. Staurolith-Granatglimmerschiefer 214
7. Disthen-Granatglimmerschiefer 215
8. Biotit-Amphibolschiefer 215
9. Hornblendegarbenschiefer 216
10. Amphibolite 217
a) Geschieferte Amphibolite 217
b) Massige Amphibolite 219
c) Pyroxenamphibolite und andere basische Gesteine 220
11. Kristalline Kalke (Marmore) 221
12. Pegmatite 222
Die Tektonik des Kristallins 224
Die Tektonik der epizonalen Serie 224
Die Tektonik der mesozonalen Serie 230
Die Deckscholle des Ineu 231
Die Überschiebung 232
Die Stellung des Rodnaer Kristallins zum Rest der kristallinen Ostkarpathen . 239
Das Alter und die regionaltektonische Stellung der kristallinen Schiefer des Rodnaer Gebirges 243
Das Alter der orogenetischen Phasen 248

Institutul Geologic al României

II. Die sedimentäre Umrandung des kristallinen Massivs von Rodna 250
Stratigraphie 250
1. Basalkonglomerat 251
2. Cenoman 252
3. Turon (?) 253
4. Senon 253
5. Eozän 253
a) Die litoral-detritische Fazies 254
b) Die litorale Riff-Fazies 255
c) Die neritische Fazies 256
d) Die Serie von Gura Fântânii 257
e) Die Eozänscholle unterhalb des Vrf. Oprişeasca 258
6. Oligozän 260
7. Oberoligozän-Aquitan 261
8. Pleistozän-Diluvium 262
9. Terrassen 262

III. Die tertiären Eruptivgesteine 263

Allgemeines und Historisches 263
Die Verbreitung der jungen Eruptivgesteine im Rodnaer Gebirge 266
Petrographische Beschreibungen 268
1. Dacite 268
a) Die Dacite von Sângeorz-Bai 268
b) Die Dacite des Valea Cormaiței 269
c) Die Dacite des Valea Orgei 269
2. Kaolinisierte Dacite 269
3. Porphyritische Biotit-Amphibolandesite 271
4. Amphibol-Andesite 272
a) Amphibol-Andesit Măgura Porcului 273
b) Amphibol-Andesit des Valea Cormaiei 273
c) Amphibol-Andesite des Izvorul Băilor 273
d) Propylitisierter Amphibol-Andesit des Valea Cobăşelului . . . 274
5. Amphibol-Pyroxenandesite 275
Mikroskopisches Studium der Feldspäte aus den jungen Eruptivgesteinen mit Hilfe der Universaldrehtischmethode 275

IV. Die junge Tektonik des Rodnaer Gebirges 280

V. Morphologie 283

Alte Landoberflächen im Rodnaer Gebirge 283
Neue Beobachtungen über den glazialen Formenschatz des Rodnaer Gebirges 285

Schriftenverzeichnis 287

Institutul Geologic al României

EINLEITUNG

OROGRAPHISCHE ÜBERSICHT

Das Massiv von Rodna bildet einen nach W vorspringenden Pfeiler der kristallinen Masse der Ostkarpathen, welcher mit dieser nur in einem schmalen Streifen, in der Umgebung des Rotunda-Passes in direktem Zusammenhang steht.

Im N und S begrenzen mächtige Bruchlinien das kristalline Massiv, welches dadurch horstartig aus seiner Umgebung — im N das Tertiärbecken von Borșa, im S dasjenige von Bârgău — herausragt und morphologisch gut in Erscheinung tritt. Im W hingegen ist die transgressive Auflagerung des Eozäns des Lăpușer Gebirges weniger tektonisch gestört, sodass hier die Grenze des kristallinen Massivs gegen das Tertiär morphologisch nicht sehr hervortritt. Im E bildet das Cenoman-Turon des Rotunda-Passes eine schmale, golfartige Bucht und trennt auf diese Art sowohl in geologischer als auch in morphologischer Beziehung das kristalline Massiv von Rodna von dem kristallinen Block der Ostkarpathen.

Dieser geologischen Gestaltung als Horst ist auch die streng individualisierte orographische Form des Rodnaer Gebirges und seine gute morphologische Begrenzung als Gebirgsstock zuzuschreiben. Wir können daher das Gebirge von Rodna orographisch folgendermassen begrenzen:

Im N das Tal der Vișău (Borșa), gegen E fortschreitend den Prislop-Pass und weiter gegen E das Tal der Bistrița Aurie. Diese Grenzlinie ist sowohl geologisch als auch morphologisch gut charakterisiert. Sie entspricht geologisch im westlichen Teil der steil abfallenden Bruchlinie, welche das kristalline Massiv von Rodna von dem Borșa-er Tertiärbecken trennt und setzt sich dann gegen E in die schmale Cenoman-Turonsynklinale der Rotunda fort, welche das kristalline Massiv der Maramureș und der Ostkarpathen von jenem von Rodna trennt. Orographisch ist diese Synklinale durch die tiefe Einsattelung des Rotunda-Passes charakterisiert, sodass sich auch diese östliche Begrenzung des Rodnaer Gebirges sowohl geologisch als auch orographisch gut ausprägt. Südlich des Rotunda-Passes liegt das Quellgebiet des Someșul Mare, welcher, zunächst das Kristallin selbst durchschneidend, bei Șanț aus dem Kristallin heraustritt und nun bis nach Sângeorz-Băi ziemlich genau dem System der südlichen Bruchränder des kristallinen Massivs folgt und infolgedessen eine ausgezeichnete natürliche Grenze zwischen diesem und dem südlich davon gelegenen tertiären Berg- und Hügelland des Beckens von Bârgău bildet. Westlich von Sângeorz-Băi wird die Grenze zwischen dem kristallinen Massiv und dem tertiären Becken orographisch verschwommener, da der Someș sich nach SW in das Innere des Beckens

Institutul Geologic al României

von Bârgău wendet, sie ist aber stellenweise doch noch als Bruchlinie zwischen Sângeorz-Băi und Parva kenntlich.

Wie schon erwähnt, lagern im W die Tertiärschichten des Lăpușer Gebirges ziemlich ungestört dem kristallinen Massiv von Rodna auf, sodass hier eine geologische Grenzlinie zwischen Rodnaer und Lăpușer Gebirge schwerer zu ziehen ist. Als orographische Grenze eignet sich dazu am besten und natürlichsten das Tal der Salauța, welches nach N im Șetrefu-Passe abschliesst. Dieser Pass stellt eine gut ausgeprägte Einsattelung des Gebirgskammes dar. Nördlich des Șetrefu-Passes entwässert das Valea Carelor zur Iza hin, in welche es bei Săcel einmündet. Dieser Grenzlinie folgt auch die wichtige Passstrasse, welche Siebenbürgen mit der Maramureș verbindet.

Innerhalb des so definierten und abgegrenzten Gebietes besitzt das Rodnaer Gebirge eine sehr einfache und klare orographische Gliederung, welche durch einen E—W verlaufenden Hauptkamm und quer dazu verlaufende Nebenkämme in N—S Richtung gekennzeichnet wird. Die Gliederung ist also typisch fiederförmig. Es lässt sich aber eine Assymmetrie zwischen N und S dadurch feststellen, dass der Hauptkamm des Gebirges nach N verschoben erscheint, wodurch die nördlichen Seitenkämme und Täler viel kürzer und steiler werden als die südlichen. Diese Assymmetrie ist, wie im Kapitel über die morphologische Entwicklung des Rodnaer Gebirges gezeigt werden wird, die Folge der Schrägstellung des kristallinen Blockes, wobei das Gefälle von N nach S verläuft.

Der Hauptkamm beginnt im W, am Șetrefu-Passe in 877 m Höhe und erhebt sich gegen E nun sehr rasch, zunächst zu 1703 m (Muncelu) und 1713 m (Bătrâna). Eine weitere, ziemlich ausgeprägte Erhebung macht sich beim Eintritt des Hauptkammes in das kristalline Massiv geltend, wo er an der Bucuiască eine Höhe von 2066 m erreicht. Weiter gegen E hält der Hauptkamm fast stets die Höhe von 2000—2160 m ein und sinkt nur an einigen flachen Einsattelungen unter 2000 m (1984, 1940, 1945 m). Er trägt die Gipfel: Obârșia Rebrii 2056 m, Vrf.[1]). Repede 2077 m, Vrf. Negriasa 2052 m, Vrf. Galațului 2057 m, Vrf. Gargalău 2160 m. Auf diesem Abschnitt liegen die höchsten Erhebungen des Gebirges nicht auf dem Hauptkamm selbst, sondern auf den nördlichen Nebenkämmen, so z. B. Vrf. Pietrosul 2305 m und Vrf. Puzdrelor 2191 m.

Vom Vrf. Gargalău an wendet sich der Hauptkamm nach S, bzw. SE und erreicht über den Vrf. Omului 2135 m im Vrf. Ineului (Kuhorn) mit 2285 m seine zweite, östliche Kulmination. Von hier zieht er wieder in östlicher Richtung über den Ineuț, die Prelucii Gagii und den Vrf. Sghiabului 1847 m zum Rotunda-Pass, welcher eine Höhe von 1278 m aufweist. Der Hauptkamm des Rodnaer Gebirges bildet die Wasserscheide zwischen dem Someșul

[1]) Vrf = *Vârful*, rumänisch = Bergspitze.

Institutul Geologic al României

Mare im S und dem Valea Vișăului und Valea Bistriței Aurii im N. Dabei entwässern die westlich des Prislop-Passes gelegenen Nebentäler (Izvorul Negru, Valea Izioară, Valea Drăgușii, Valea Repede, Valea Nieguescu usw. zur Iza, bezw. zur Borșa-Vișău, während die Täler im E des Prislop-Passes die Quelltäler und ersten Nebentäler der Bistrița Aurie darstellen (Valea Bistriței, Valea Putredă, Valea Bilei, Valea Lălii).

Die kurzen, fiederförmig vom Hauptkamm gegen N sich erstreckenden Nebenkämme sind, von W nach E folgende: Măgura Mare, Pietroșu, Fața Munților-Piatra Nieguescu, Fața Mesei, Piatra Rea, Știolu, Bila-Tomnatic, Ciungii-Piciorul Pleșcuței, Prelucii Gagii. Die Quertäler südlich des Hauptkammes entwässern alle zum Someșul Mare. Es sind dieses von E gegen W: Die Quelltäler des Someșul Mare, das Valea Cobășelului, Izvorul Băilor, Valea Anieșului, Valea Cormaiei, Valea Rebrii, Valea Lunca Gerții und schliesslich Valea Salauței. Diese Täler werden durch lange, N—S streichende parallele Bergrücken getrennt und zwar von E nach W: 1. Vrf. Roșu-Ineuț; 2. Beneș; 3. Corongișul-Saca; 4. Vrf. Laptelui—Rabla—Nedeia Grajdului—Muncel; 5. Vrf. Petrosu—Țapu, Vrf. Paltinului (Oprișeasca)—Muntele Craiul —Vrf. Măgurei; 6. Stănija Muncelu—Piciorul Negru—Bârlea.

Diese hier gegebene Abgrenzung des Rodnaer Gebirges deckt sich im Grossen Ganzen mit der von V. Mihăilescu (95) gelegentlich seiner orographischen Einteilung der Ostkarpathen für das Massiv von Rodna gegebenen Einteilung.

HISTORISCHES

Der alte Bergbau in der Umgebung von Rodna Veche lenkte bereits früh die Aufmerksamkeit der Geologen auf dieses Gebiet. Die ersten verwertbaren Beobachtungen über die geologischen Verhältnisse des Rodnaer Gebirges verdanken wir Paul v. Partsch (39), welcher im Jahre 1826 gelegentlich einer Reise nach Siebenbürgen, der Bukowina und der Maramureș, das Rodnaer Gebirge einige Male durchquerte und Angaben über die hier anstehenden kristallinen Gesteine, das umgebende Tertiär und die jungtertiären Eruptivgesteine machte.

Im Jahre 1860 besuchte Freiherr F. v. Richthofen (54) das Rodnaer Gebirge, in welchem er Gneis, Glimmerschiefer, Hornblendeschiefer, Quarzschiefer, darin mächtige Lager von Urkalk, erkannte. Aus der Lage der Urkalke glaubte Richthofen eine meist söhlige Lagerung des Rodnaer Kristallins erkennen zu können, welche nur gegen NE, die Bukowina zu, einem NE—Einfallen weicht.

Gestützt auf die Angaben dieser beiden Forscher, entwerfen Hauer & Stache (18) in ihrer «Geologie Siebenbürgens» im Jahre 1863 bereits ein

Institutul Geologic al României

recht anschauliches Bild sowohl über die kristallinen Schiefer als auch über die eozäne Umrandung und die tertiären Eruptivgesteine.

Inzwischen brachten auch COTTA (5) und FR. v. TAMNAU (63) Notizen betreffend die Geologie des Rodnaer Gebirges.

Eine reiche, sehr fruchtbringende Tätigkeit entfaltete FR. v. POSEPNY (43—48), der gelegentlich eines mehrjährigen Aufenthaltes im Rodnaer Bergwerke nicht nur mehrere Notizen über die Natur der Rodnaer Erzlagerstätten veröffentlichte, sondern auch die erste detaillierte geologische Karte eines grossen Teiles des Rodnaer Gebirges entwarf, welche im Original in der Direktion des Rodnaer Bergwerkes aufbewahrt wird und welche teilweise in der Arbeit von WEBER (65) 1915 über die Erzlagerstätten von Rodna veröffentlicht wurde.

Weiterhin besuchten GRIMM (12—14), SÜSSNER (58—59), MÁRTONFI (32), G. v. RATH (51) die Erzlagerstätten von Rodna, ohne jedoch wesentlich für den Fortschritt der Kenntnisse über die Geologie dieses Gebietes beigetragen zu haben.

Einen wichtigen Beitrag brachte hingegegen AL. KOCH 1880 (21) durch die genaue Beschreibung der tertiären Eruptivgesteine der Gegend von Rodna und VUTSKITS (64) 1883 durch einen Beitrag zur Kenntnis der Nummuliten von Rodna.

Die erste systematische geologische Erforschung des Rodnaer Gebirges, wobei besonders auch auf die Petrographie der kristallinen Schiefer Rücksicht genommen wurde, führte 1885 G. PRIMICS (49—50) durch. G. PRIMICS teilt das Kristallin des Rodnaer Gebirges in drei Gruppen (oder Abteilungen), wobei die untere Gruppe Muskowit-Biotitschiefer und Gneise umfasst; die zweite, mittlere Gruppe wird hauptsächlich von kristallinen Kalken gebildet, welche mit Amphibol—Epidot—Chloritschiefern, oft auch mit Granatglimmerschiefern wechsellagern. Die obere Gruppe wird von Glimmerschiefern, Muskowitschiefern, wechsellagernd mit dünnen Lagen von Chlorit-Amphibolschiefern, auch Gneisen und Granatglimmerschiefern, gebildet. Ferner finden sich in ihr Kalkglimmerschiefer und graphitisch-talkige Schiefer. Die Tektonik des Rodnaer Kristallins zeigt nach der sehr schematischen Karte von PRIMICS das Bild einer ungestörten, ziemlich flachen Lagerung. Die mittlere Gruppe, die kristallinen Kalke, ziehen in horizontaler Lagerung durch das Gebirge und scheiden so die untere Glimmerschiefergruppe von der oberen, welch letztere den Hauptkamm des Rodnaer Gebirges bildet.

Im Jahre 1886 veröffentlichte H. v. ZAPALOWICZ (67) seine Beschreibung und Karte der Pokutisch—Marmaroscher Grenzkarpathen auf welcher auch der nördliche Teil des Rodnaer Gebirges dargestellt ist. Gegenüber der Karte von PRIMICS, die ZAPALOWICZ 1886 scheinbar noch nicht bekannt war, stellt die Karte von ZAPALOWICZ einen grossen Fortschritt dar. ZAPALOWICZ erkannte als erster im Nordteil des Rodnaer Gebirges das typische NW—SE-

Institutul Geologic al României

Streichen des Kristallins und konnte mehrere Faltenachsen unterscheiden. ZAPALOWICZ teilt das Kristallin des Rodnaer Gebirges in folgende Gruppen ein, wobei er sich z. T. auch an die von C. PAUL (102) für die Ostkarpathen aufgestellte Einteilung anlehnt:

Untere Abteilung der kristallinen Schiefer: glimmerarme Quarzschiefer.

Untere Zone der kristallinen Kalke.

Mittlere Abteilung der kristallinen Schiefer: Phyllite, Quarzglimmerschiefer.

Obere Zone der kristallinen Kalke, in welcher er zwei Fazien unterscheidet: 1. eine vorwiegend quarzitisch-klastische Fazies, welche von Quarziten, schwarzen Quarziten, Kalkphylliten und Kalkschiefern gebildet wird und 2. eine hochkristalline Fazies mit reinen kristallinen Kalken und Dolomiten.

Obere Abteilung der kristallinen Schiefer: Quarzglimmerschiefer, körnige Gneise, Amphibolite.

Der Hauptteil des Kristallins des Rodnaer Gebirges wird nach ZAPALOWICZ von der mittleren Abteilung der kristallinen Schiefer gebildet. Die untere, quarzitische Abteilung und die untere Zone der kristallinen Kalke brechen in zwei NW—SE streichenden Antiklinalen auf, die eine an der Piatra Albă—Pârâul Pietroșu, die zweite an der Piatra Rea—Cimpoiasa. Die obere Gruppe der kristallinen Kalke zeigt ebenfalls eine weite Verbreitung. Über der oberen Kalkgruppe folgt im W des Rodnaer Gebirges nach ZAPALOWICZ die obere Gruppe der kristallinen Schiefer, welche hauptsächlich das Massiv des Vrf. Pietroșului zusammensetzen.

Bei der Einteilung von PRIMICS fällt auf, dass die untere Gruppe durch das Vorkommen von Gneisen den Charakter einer etwas höheren Metamorphose erhält als die mittlere Gruppe. Jedoch auch die mittlere Gruppe von PRIMICS zeigt durch das Vorhandensein von Amphibol, Tremolit und Granat teilweise mesozonale Züge der Metamorphose. Die obere Gruppe zeigt ein seltsames Gemisch von epi- und mesozonalen Gesteinstypen.

In der Einteilung von ZAPALOWICZ tritt dieses viel weniger hervor. Seine untere Gruppe hat epizonalen Charakter, die mittlere Gruppe im Gebiet des Rodnaer Gebirges ebenfalls, da die «gneisartige Ausbildung» derselben nach diesem Autor nur in der Maramureș, jedoch nicht im nördlichen Teil des Rodnaer Gebirges bekannt ist. Die obere Gruppe von ZAPALOWICZ ist ebenfalls zum grössten Teil epizonal, da sich die darin erwähnten Gneise nach der Beschreibung zum grössten Teil als Albitgneise herausstellen.

ZAPALOWICZ versucht hingegen mit seiner Einteilung ein chronologisch-stratigraphisches Prinzip einzuführen, indem er die untere und mittlere Abteilung der kristallinen Schiefer als der «Primärformation» zugehörig betrachtet, während er die obere Abteilung der kristallinen Kalke und die obere Abteilung der kristallinen Schiefer dem Paläozoikum, nicht weiter horizontiert, zurechnet.

Institutul Geologic al României

Im Jahre 1897 veröffentlicht J. v. Böckh (3) eine geologische Karte des Izatales, welche auch den NW-Zipfel des kristallinen Massives von Rodna umfasst. Was die Petrographie und Stratigraphie dieses Teiles des Rodnaer Gebirges anbelangt, so folgt Böckh der von Zapalowicz gegebenen Einteilung.

Im Jahre 1907 veröffentlicht P. Rozlozsnik (55) die Ergebnisse seiner Untersuchungen im Bergbaugebiet von Rodna Veche, welche er durch Kartierung eines ziemlich grossen Teiles des kristallinen Gebietes auf eine breite Basis zu stellen versuchte. Leider ist die geologische Karte Rozlozsnik's nicht veröffentlicht worden. Aus seinem Aufnahmsbericht lässt sich jedoch ersehen, dass er ebenfalls eine Dreiteilung des kristallinen Schieferkomplexes vornimmt. Die untere Gruppe setzt nach Rozlozsnik in dem von ihm untersuchten Gebiet, das sich vom Valea Blasnei im E über das Valea Cobășelului, Izvorul Băilor bis in das Valea Anieșului im W erstreckt, die Gebirgsfüsse nördlich des Someșul Mare zusammen und greift in den Tälern auch tief in das Gebirge ein. Die untere Gruppe ist gekennzeichnet durch einen niederen Grad der Metamorphose, durch reichlichen Quarz-und Graphitgehalt. Rozlozsnik bemerkt jedoch, dass die Gesteine zu beiden Seiten des Izvortales, oberhalb von Rodna Veche sich strukturell und im Mineralbestand stark von der epizonalen unteren Gruppe unterscheiden, indem hier neben quarz- und graphitreichen Schiefern Biotit-Muskowitglimmerschiefer, oft auch Staurolith und Granat führend, vorkommen. In ihnen finden sich kleine Pegmatit- und Aplitlinsen. Rozlozsnik hält diese Gesteine für Kontaktgesteine, hauptsächlich wegen der oft vorhandenen hornfelsitähnlichen Struktur. Pegmatit- und Aplitlinsen kommen, wie Rozlozsnik bemerkt, auch im typisch epizonalen Kristallin vor. Der schmale Kalkhorizont (Geczi) wird von Rozlozsnik der unteren Gruppe zugerechnet. Die mittlere Gruppe Rozlozsnik's ist vor allem gekennzeichnet durch das häufige Auftreten der kristallinen Kalke, welche durch Aufnahme von Muskowit in Kalkglimmerschiefer übergehen können. Die Kalkbänke wechsellagern mit mehr oder weniger mächtigen Granatglimmerschiefern und verschiedenartigen Amphiboliten. Die obere Gruppe Rozlozsnik's wird von stark gefalteten vorherrschend Granat führenden, seltener auch feldspathältigen Glimmerschiefern gebildet, mit seltenen Zwischenlagerungen von Kalkbänken, Paraamphiboliten (mit Granat und Albit) und Amphibolgarbenschiefern.

Über das tektonische Verhältnis der einzelnen Gruppen zueinander konnte Rozlozsnik 1907 des zu kleinen kartierten Gebietes wegen, noch nichts bestimmtes sagen. Rozlozsnik beschreibt auch den Augengneis (gepressten Granit) aus dem Valea Anieșului, welcher im Valea Tomnaticului auch Schollen des Nebengesteines (Kristallin der unteren Gruppe) umschliesst, also jünger sein muss als diese. Rozlozsnik betont den Unterschied zwischen diesem Gneis und den mehr Plagioklas führenden Orthogneisen der unteren Gruppe. Weiterhin beschreibt Rozlozsnik von der Ostseite

Institutul Geologic al României

des Corongiș ein porphyrogenes Gestein sowie auch den saussuritisierten Orthoamphibolit der Prăpastia Dracului (Teufelsschlucht), im Izvorul Băilor.

Im Jahre 1910 unternimmt M. REINHARD mehrere Exkursionen in das Gebiet der kristallinen Ostkarpathen, wobei er auch das Rodnaer Gebirge besucht und vor allem den Gneis des Anieș-Tales mit dem Coziagneis der Südkarpathen vergleicht. Im Jahre 1927 werden die Tagebuchaufzeichnungen REINHARD's über die Exkursionen im Rodnaer Gebirge von ihm in Zusammenarbeit mit I. ATANASIU (52) veröffentlicht. Letzterer führt in dieser Arbeit eine auf petrographischer Basis beruhende Zweiteilung des Kristallins der Ostkarpathen durch, und zwar eine I. Gruppe, die von granodioritischen Eruptivmassen und ihrem Kontaktmantel (Mesozone) gebildet wird, während eine II. Gruppe aus einer epizonalen Schichtfolge von Serizit-Chloritschiefern, Phylliten, Quarziten, kristallinen Kalken usw. besteht, in welche die granodioritischen Gesteine der ersten Gruppe intrudieren und einen mesozonal-metamorphen Kontaktmantel schaffen. Im Rodnaer Gebirge wird die Umgebung des Ineu zur ersten Gruppe gestellt, die Gesteine des Izvorul Băilor werden zum grössten Teil der II. Gruppe zugerechnet. Die höher metamorphen Gesteine an der Mündung des Izvorul Băilor, die von ROZLOZSNIK als Kontaktgesteine angesehen worden waren, werden als tieferer Teil der Gruppe II aufgefasst, doch werden sie in dieser Arbeit zum ersten Malle als über der II. Gruppe, in anormaler Lage sich befindend, dargestellt.

Die Einteilung des Kristallins der Ostkarpathen in diese zwei Gruppen wurde durch I. ATANASIU (70—71) in der Gegend von Tulgheș 1929 feiner gegliedert und besser begründet. Die II. epizonale Gruppe, in welcher bei dieser Gelegenheit auch zum ersten Malle das Vorkommen mächtiger Porphyrdecken unter der Bezeichnung der « porphyrogenen Gesteine » nachgewiesen wurde, erhielt die Bezeichnung « Serie von Tulgheș ». Nach I. ATANASIU bilden in der Umgebung von Tulgheș die granodioritischen Gesteine und ihr mesozonaler Kontakthof elliptische Massive innerhalb der epizonalen Serie. I. POPESCU-VOITEȘTI (104) schloss hingegen aus der Form und der tektonischen Stellung dieser elliptischen Massive, dass es sich hier nicht um Intrusiverscheinungen handelt, sondern dass die mesozonalen Gesteine als Deckschollen der transilvanischen Decke auf der epizonalen kristallinen Serie der Bukowinaer Decke liegen. Da nach I. POPESCU-VOITEȘTI diese beiden Decken auch durch verschieden ausgebildete mesozoische Serien von einander unterschieden sind, so hat nach I. POPESCU-VOITEȘTI die Überschiebung alpines, in diesem Falle mesokretazisches Alter. POPESCU-VOITEȘTI (41) gelangt für das Rodnaer Gebirge zu denselben Schlüssen wie für die Ostkarpathen in der Umgebung von Tulgheș und fasst die ganze Umgebung des Ineu, in der vor allem die obere Gruppe ROZLOZSNIK's verbreitet ist, als eine grosse Deckscholle auf. Die mesozonalen Gesteine an der Mündung des Izvorul Băilor, deren anormale Lagerung auf der epizonalen Gruppe zum ersten Male im

Institutul Geologic al României

Profile von REINHARD & ATANASIU (52) dargestellt wurde, fasst er ebenfalls als zur Decke gehörig auf. An der Überschiebungsfläche liegen nach I. POPESCU-VOITEŞTI mächtige Brekzien. Mit diesen Brekzien als Schwächezonen wird auch die Mineralführung von Rodna in Zusammenhang gebracht.

A. STRECKEISEN (113) unterscheidet in der Umgebung des Nephelinsyenitmassives von Ditro in derselben Art wie I. ATANASIU ebenfalls zwei Gruppen kristalliner Schiefer, und zwar eine höher metamorphe Gruppe, das Häghimaş-Kristallin, welches petrographisch den granodioritischen Intrusiven und ihrem Kontaktmantel I. ATANASIU's entspricht und eine zweite, epizonale Gruppe, das Kristallin von Giurgeu, welches der Tulgheş-Serie I. ATANASIU's gleichgestellt wird. Was das tektonische Verhältnis der beiden Gruppen zu einander anbelangt, so hält STRECKEISEN die von I. ATANASIU gegebene Deutung für möglich, doch scheint es ihm eher wahrscheinlich, dass hier eine alte, vielleicht herzynische Überschiebung vorliegt, die heute rekristallisiert ist. Das Fehlen von Myloniten sowie das vollständige Fehlen von Mesozoikum zwischen den beiden Serien des Kristallins schliesst nach STRECKEISEN ein alpines Alter der Schubfläche aus.

Im Jahre 1930 erschienen einige vorläufige Mitteilungen über das Rodnaer Gebirge von TH. KRÄUTNER (23—25) die aus den Jahren 1923 — 1925 stammen; das Ergebnis der weiter fortgesetzten Studien liegt in dieser Arbeit vor.

Die historische Entwicklung über die Kenntnis der jungen Eruptivgesteine des Rodnaer Gebirges wird in einem besonderen Abschnitt behandelt werden.

Ein detailiertes modernes morphologisches Studium des Rodnaer Gebirges steht bisher noch aus. Verhältnismässig gut studiert sind die Überreste und die Anzeichen der diluvialen Vergletscherung des Rodnaer Gebirges dank den Studien von L. SAWICKI (57), LEHMANN (31), SZILÁDY (62), KRÄUTNER (26) und z. T. auch E. DE MARTONNE (33).

Einige morphologisch interessante Daten konnte E. DE MARTONNE 1921 (33) gelegentlich einer Exkursion in das Rodnaer Gebirge sammeln und im Jahre 1932 (34) auch einige Beobachtungen NORDON's für seine Deutung verwerten. Ein ausführliches morphologisches Studium A. NORDON's blieb durch den allzufrühen Tod des Verfassers unvollendet. Derselbe konnte nur einen ganz kurzen Auszug seiner Arbeit veröffentlichen (NORDON, 38). Eine moderne morphologischen Analyse versuchte 1936 in grossen Zügen R. MAYER (35). Ein weiteres morphologisches Studium wird zur Zeti von T. MORARIU durchgeführt.

Was die zahlreichen Mineralwasserquellen des Rodnaer Gebirges anbelangt, so wurden sie schon frühzeitig in den Kreis der geologischen Betrach-

Institutul Geologic al României

tung gezogen. Analysen dieser Quellen stammen von FOLBERTH (10), HANKO (16—17), während G. ATANASIU (1) den Gehalt an Radiumemanation bestimmte. Eine Darlegung der geologischen Verhältnisse, unter denen diese Quellen zu Tage treten, lieferte KRÄUTNER (27).

I. DAS KRISTALLIN

ALLGEMEINES

Wie im historischen Überblick über die geologische Erforschung des Rodnaer Gebirges gezeigt wurde, ist von mehreren Seiten der Versuch gemacht worden, das Kristallin des Rodnaer Gebirges in mehrere Gruppen zu teilen, wobei verschiedene Kriterien und Gesichtspunkte angewendet wurden. So wurde vor allem versucht, die an kristallinen Kalken reichen Partien des Kristallins als gesonderte Gruppen auszuscheiden, ferner dienten andere petrographische Merkmale dazu, z. B. der Quarzreichtum der unteren Gruppe im Sinne von ZAPALOWICZ (67), weiterhin ihre tektonische Stellung zu einander. Wie erwähnt, wurde von ZAPALOWICZ auch versucht, eine stratigraphische Einteilung des kristallinen Komplexes vorzunehmen, wobei seine unteren Gruppen der Primärformation, die oberen hingegen dem Paläozoikum zugerechnet wurden.

Für die geologische Kartierung und Beschreibung des kristallinen Massives von Rodna wäre es freilich am vorteilhaftesten, wenn eine Sonderung nach stratigraphischen Gesichtspunkten durchgeführt werden könnte. Entsprechen doch die kristallinen Schiefer des Rodnaer Gebirges zum grössten Teil umgewandelten Sedimenten, deren paläozoisches Alter zwar allgemein angenommen, aber nicht bewiesen werden kann. Daran ändert auch die Tatsache nichts, dass, wie weiter unten auseinandergesetzt werden wird, sich mehrfach Parallelen in Schichtfolge und Metamorphose zu bekannten und horizontierbaren paläozoischen Sedimenten aufzeigen lassen. Diese Sedimente liegen heute jedoch in metamorphem Zustande vor und zeigen auch magmatische Beeinflussung. Ihr Alter ist sowohl aus Mangel an Fossilien als auch durch das Fehlen naheliegender korrelater nichtmetamorpher Sedimente nicht feststellbar und so bleibt nichts anderes übrig, als diese metamorphen Sedimente eben als kristalline Schiefer zu kartieren und vor allem durch den Mineralbestand und durch die Struktur unterschiedene Glieder auszuscheiden. Eine Zusammenfassung jedoch in Gruppen nach vorherrschenden Gesteinen z. B. Kalkgruppe, Quarzitgruppe usw. ist insoweit irreführend, als eine solche Zusammenfassung stets bis zu einem gewissen Grad schematisierend wirken muss und auf diese Art das von der Natur gebotene mannigfaltige Bild trübt und fälscht, vor allem aber auch nichts

Institutul Geologic al României

über die Genese und Entwicklung dieser Gesteine als kristalline Schiefer aussagt, also vor allem Metamorphose und Tektonik unberücksichtigt lässt.

Ein wichtiges Unterscheidungsmerkmal, das sehr wohl die Zusammenfassung verschiedener Glieder zu grossen Gruppen ermöglicht, ist die metamorphe Fazies der Gesteine, also die Art und Weise und der Grad ihrer Metamorphose. Dadurch wird in die Einteilung und Zusammenfassung ein genetisches Prinzip getragen, das uns Aufschluss gibt über die tektonische und petrographische Geschichte der verschiedenen Serien. Für die Ostkarpathen ist das Prinzip der Einteilung nach petrographischer und metamorpher Fazies zum ersten Male von REINHARD angewandt worden, im Anschluss an die Studien von G. MURGOCI (98) und L. MRAZEC (97) in den Südkarpathen. Sie wurde dann weiterhin von I. ATANASIU (70—71) in der Umgebung von Tulgheș weiter entwickelt.

Auf Grund dieses Einteilungsprinzipes nach metamorpher Fazies lassen sich nun auch im Rodnaer Gebirge, wie bereits REINHARD u. I. ATANASIU (52) und I. POPESCU-VOITEȘTI (41) zeigen konnten, zwei verschiedene metamorphe Gesteinsfazien erkennen, welchen zwei verschieden ausgebildete Gesteinsserien entsprechen. Wir können also im Rodnaer Gebirge hauptsächlich zwei grosse Serien oder Gruppen von Gesteinsreihen unterscheiden, die nicht so sehr durch das Ausgangsmaterial der sedimentären Serien, als vielmehr durch die Art ihrer Regionalmetamorphose unterschieden sind. Wir finden zunächst eine petrographisch mannigfaltig zusammengesetzte Gruppe, welche in Struktur und Mineralbestand die charakteristischen Züge der epizonalen Metamorphose aufweist. Petrographisch besteht diese Gruppe aus Quarzitschiefern, Muskowitschiefern, Chloritschiefern, Amphibolschiefern, Serizit-Chloritschiefern, dazwischengelagerten Bänken von porphyrogenen und tuffogenen Gesteinen, Grünschiefern, schwarzen Phylliten und Quarziten und mächtigen Lagern von kristallinen Kalken und Dolomiten. Es liegt hier ein mächtiger Komplex sedimentärer Gesteine, Quarzite, Sandsteine, Tonschiefer, Kalke mit dazwischengelagerten Porphyrdecken und geschichteten Tuffablagerungen sowie alter basischer Eruptivgesteine vor uns, welche infolge der Regionalmetamorphose in der Epizone (nach GRUBENMANN & BECKE) den Charakter von kristallinen Schiefern angenommen haben. Diese Serie entspricht im Grossen Ganzen der von I. ATANASIU als Tulgheș-Serie beschriebenen Gesteinsreihe der Ostkarpathen und besitzt überhaupt in den Ostkarpathen, angefangen im N vom kristallinen Massiv der Maramureș bis zum südlichen Ende der kristallinen Ostkarpathen eine weite Verbreitung. In dieser epizonalen Serie des Kristallins finden sich nun im Rodnaer Gebirge mehrere kleine Massive von augengneisartig ausgebildeten Injektionsgneisen, in deren Umgebung die epizonale Serie der kristallinen Schiefer einen höheren Grad der Metamorphose erkennen lässt und die Gesteine den Charakter von mesozonalen kristallinen Schiefern annehmen und besonders

Institutul Geologic al României

durch das Auftreten von feinschuppigem Biotit und z. T. von Granat, charakterisiert sind. Ähnliches treffen wir häufig in den Südkarpathen, im Gebirge von Făgăraș. Bereits REINHARD (52) verglich den Augengneis des Valea Anieșului mit dem Gneis von Cozia. In den Ostkarpathen sind ähnliche rote oder weisse Augengneise besonders am Ostrand des kristallinen Massives bekannt und als Rarăugneis, Gneis von Măgura und Măgura Prisăcani, Muncelgranit oder -Gneis beschrieben worden. (TRAUTH (119), KRÄUTNER (88), I. ATANASIU (7). Das Vorhandensein einer mesozonalen Zone um diese Gneise scheint von der Grösse der einzelnen Linsen abzuhängen. Kleinere Vorkommen zeigen im Allgemeinen keine Einwirkung auf die epizonale Serie, während grössere Linsen und Massive stets von einem Saum mesozonaler Gesteine umgeben werden. Petrographisch und tektonisch sind diese Massive aber nicht mit den « granodioritischen Massiven und ihrem Kontaktmantel » I. ATANASIU's in der Gegend von Tulgheș zu vergleichen, sondern entsprechen den von I. ATANASIU (68) als Gneis von Măgura und Măgura Prisăcani beschriebenen Gesteinen. Die besonders gute Ausbildung der mesozonalen Gesteine um den Gneis von Rebra, zum geringeren Teile auch um den des Valea Anieșului ist vielleicht mehr durch eine Injektion in grösserer Tiefe und eventuell in bereits tektonisch vorgebildeten Antiklinalen zu erklären, als durch eine Kontaktwirkung des Injektionsgneises auf die umgebenden Gesteine.

Durch das Vorhandensein einer gut und charakteristisch ausgebildeten Mesozone um die Injektionsgneise erfährt die epizonale Serie petrographisch insofern eine Bereicherung, als wir in tektonischem Sinn diese mesozonalen Gesteine mit zur epizonalen Serie rechnen müssen und sie infolge der langsamen und schrittweisen Übergänge in die typisch epizonale Serie nicht scharf abtrennen können. Es finden sich in der epizonalen Serie des Rodnaer Gebirges oft Gesteine mit einem schwachen Biotitgehalt an Stellen wo keine Verbindung dieser Gesteine mit Injektionsgneisen aufgeschlossen ist, wo diese aber, unserer Deutung zufolge, in der Tiefe vermutet werden müssen.

In der epizonalen Serie finden sich ausser den porphyrogenen und tuffogenen Gesteinen in sehr untergeordneter Menge auch andere Gesteine magmatischer Herkunft ; kleine Vorkommen von gepressten und veränderten Graniten, Apliten-Pegmatiten, Epidioriten, Diabasporphyriten (?), welche heute alle den Charakter der Epizone angenommen haben, also weitgehend verändert, kataklastisch, saussuritisiert, uralitisiert, epidotisiert usw. erscheinen. Sie sind wahrscheinlich älter als die Injektion der Augengneise.

Neben dieser epizonalen Serie können wir im Rodnaer Gebirge noch eine zweite Serie von kristallinen Schiefern unterscheiden, welche von der ersten nicht so sehr durch das Ausgangsmaterial, als durch die metamorphe Fazies unterschieden ist. Es ist dies eine typisch mesozonale Gesteinsreihe,

Institutul Geologic al României

die von Biotitparagneisen, Biotit- und Muskowitschiefern, Biotitquarziten, Granatglimmerschiefern, geschichteten Amphiboliten, kristallinen Kalken und Marmoren gebildet wird.

Auch diese Serie ist magmatisch sehr wenig beeinflusst. Ausser einigen ganz untergeordneten Vorkommen von Orthogneisen finden sich häufig kleine Linsen von Pegmatiten, die aber durch ihren Gehalt an Plagioklas an Stelle des Orthoklas den Gedanken nahe legen, dass es sich bei ihnen zum grössten Teil nicht um injizierte magmatische Restlösungen handelt, sondern dass sie Parapegmatiten entsprechen, die durch eine Art von « selective solution » im Sinne LANE's während der Regionalmetamorphose entstanden sind. Diese Art der Genese ist für viele Pegmatite der Südkarpathen durch ST. GHIKA-BUDEŞTI (81) und G. PALIUC (100), als auch für die Pegmatite der kristallinen Inselgebirge Nordwestsiebenbürgens, Preluca und Bâc, durch TH. KRÄUTNER (89—91), gezeigt worden. Die Frage, ob die geschieferten Amphibolite der mesozonalen Serie Ortho- oder Paragesteinen entsprechen, lässt sich vorläufig von uns mangels chemischer Analysen nicht beantworten. Die geologischen Verbandsverhältnisse, ihre konkordante Lagerung mit den übrigen Gliedern der Serie lassen mehr auf eine Entstehung aus sedimentären, mergeligen Serien schliessen. Das Zusammenvorkommen mit kristallinen Kalken legt auch den Gedanken von Assimilationen nahe und nur zum geringsten Teile handelt es sich wohl um Orthoamphibolite, wobei vor allem die massigen Amphibolite in Frage kommen.

Eine Parallele dieser mesozonalen Serie mit den « granodioritischen Intrusiven und ihrem Kontaktmantel » I. ATANASIU's in der Umgebung von Tulgheş lässt sich nicht bis in die kleinsten Details ziehen. Es fehlen vor allem alle Anzeichen von echten granodioritischen Gesteinen, welche jedoch auch in der Gegend von Tulgheş selbst sehr selten sind. Die Granatglimmerschiefer und die Biotitschiefer beider Serien können wohl miteinander verglichen werden. Dagegen fehlen bei Tulgheş die geschichteten Amphibolite, die kristallinen Kalke sowie die Pegmatite. Eine bessere Übereinstimmung zeigt die mesozonale Serie des Rodnaer Gebirges mit den Gesteinen, welche von I. ATANASIU (71) im Pârâul Noroiului und im Pârâul Gheţăriei (im N seines Aufnahmsgebietes) beschrieben wurden, und zwar Biotitparagneisen, schieferigen Amphiboliten, Mesoquarziten und kristallinen Kalken. Eine gute Übereinstimmung ergibt sich mit den von M. SAVUL (110) beschriebenen mesozonalen Gesteinen der Ostkarpathen in der weiteren Umgebung von Dârmocsa, wo sie z. T. ebenfalls als Decke über der epizonalen Serie liegen.

Was das tektonische Verhältnis der beiden kristallinen Serien im Rodnaer Gebirge anbelangt, so findet sich die höher metamorphe, mesozonale Serie tektonisch über der weniger metamorphen epizonalen Serie. Wenn wir die räumliche Verbreitung der beiden Serien ins Auge fassen, so sehen wir, dass die mesozonale Serie den SW- und z. Teil den S-Rand des kristallinen Mas-

Institutul Geologic al României

sives bildet, wobei ihr Streichen NW—SE bis E—W gerichtet ist, während das Einfallen nach SW bezw. nach S erfolgt. Die mesozonale Gruppe überschiebt also in ihrer ganzen Ausdehnung die epizonale Gruppe, die den ganzen übrigen Rest des Rodnaer Gebirges bildet, mit Ausnahme einer grossen Deckscholle der mesozonalen Serie in der Umgebung des Ineu, im E des Rodnaer Gebirges.

In den kristallinen Ostkarpathen konnte SAVUL (110) zeigen, dass unter der epizonalen Serie des Kristallins stellenweise mesozonale Gesteine auftauchen, die petrographisch der überschobenen mesozonalen Serie sehr ähnlich sehen. Im Rodnaer Gebirge treffen wir ähnliche Verhältnisse besonders im Osten, an der Antiklinale der Bretila. Es ist dies eine Serie, die mit den Kontaktmänteln der Injektionsgneise nicht verglichen werden kann und die deshalb als besondere mesozonale Serie, die Serie der Bretila, betrachtet werden muss. Im Gebiete von Tulgheș scheint diese Serie in den Gesteinen des Pârâul Noroiului und des Pârâul Ghețăriei (I. ATANASIU) (71) ihr tektonisches Äquivalent zu haben.

DIE EPIZONALE SERIE DES KRISTALLINS

Die epizonale Serie der kristallinen Schiefer, in der oben gegebenen Definition also eine mächtige Serie von in der Epizone umgewandelten Sedimenten, Quarziten, Sandsteinen, Tonen, Kalken, sowie Porphyrdecken, Tuffen, Diabasen etc., welche heute als Quarzitschiefer, Psammitgneise, Muskowitschiefer, Serizit-Chloritschiefer, Chlorit-Epidot-Amphibolschiefer, Phyllite, Kalkschiefer und kristalline Kalke, Porphyrogene Gesteine (Hälleflinta, Serizit-Albitgneise), tuffoide- und diabasartige Grünschiefer vorliegen, setzt die Hauptmasse des kristallinen Massives von Rodna zusammen.

Das Streichen der Gesteine folgt nicht der morphologischen E—W Richtung des Hauptkammes, sondern verläuft quer zu diesem, NW—SE, in der allgemeinen Streichrichtung der kristallinen Ostkarpathen, wodurch sich bereits der enge tektonische Zusammenhang des Rodnaer Massives mit dem Rest der Ostkarpathen kundgibt.

Die epizonale Serie des Rodnaer Gebirges weist eine ziemlich komplizierte Tektonik, z. T. in liegenden Falten auf, sodass aus diesem Grunde das Feststellen einer stratigraphischen Schichtfolge erschwert wird und viel an Sicherheit verliert. Die charakteristischen Bänder der kristallinen Kalke bilden die besten Leithorizonte, mittelst derer die Tektonik dieser Serie verfolgt werden kann.

Die in der folgenden petrographischen Beschreibung angeführten Glieder dieser Serie können nicht alle auf der Karte als solche ausgeschieden werden, da sie z. T. mit den übrigen Gliedern wechsellagern, z. T. auch Übergänge aufweisen, die kartographisch nicht erfasst werden können.

Institutul Geologic al României

PETROGRAPHISCHE BESCHREIBUNGEN

1. *Serizitquarzite (Quarzreiche Serizitschiefer).* Die Serizitquarzite treten in der epizonalen Serie des Rodnaer Gebirges nirgends in grossen zusammenhängenden Komplexen auf, die als solche auf der Karte ausscheidbar wären. Die «untere quarzreiche Gruppe» die C. PAUL (102) für die Bukowina und im Anschluss daran H. ZAPALOWICZ (67) für das Rodnaer Gebirge aufstellte, ist eine sehr schematisch und künstlich zusammengefasste Einheit, die sich in der Natur nicht wiedererkennen lässt. Die Serizitquarzite treten in Wechsellagerung mit Serizit-Muskowit-Schiefern, auch mit Serizit-Chlorit-Schiefern auf, wobei es allerdings den Anschein hat, dass die stratigraphisch tiefer gelegenen Teile der Serie quarzreicher als die höher gelegenen sind.

Die Serizit-Quarzite sind weissliche, helle, gut geschieferte Gesteine, welche auf den Schichtflächen kleine Serizitschüppchen in paralleler Lage erkennen lassen. U. d. M. zeigt sich ein Grundgewebe von ziemlich kleinen, fest aneinander schliessenden Quarzkörnern, die bereits ein ausgesprochenes Parallelgefüge aufweisen, in der Schieferungsrichtung leicht gestreckt sind und undulös auslöschen. Parallel der Schieferung finden sich einzelne, ziemlich grosse, meist nicht zusammenhängende Serizit-Muskowit-Schuppen, die dem Gestein eine noch mehr ausgeprägte Schieferung verleihen.

Sehr reine weisse Serizitquarzite finden sich auch in dünnen Lagen im Liegenden mancher kristalliner Kalke, wo sie auch in derbe, weisse Quarzmassen übergehen können. Hier treten sie oft in Verbindung mit schwarzen Quarziten auf (Priporul Pietrei Albe, Negriasa). Diese Gesteine zeigen u. d. M. ein sehr undeutlich geschichtetes Gewebe aus grösseren Quarzkörnern und wenige Serizitschuppen.

2. *Serizit-Muskowit-Schiefer.* Durch das Überhandnehmen des Glimmers gehen die Serizitquarzite in Serizit-Muskowit-Schiefer über, ohne dass zwischen beiden eine feste Grenze zu ziehen wäre.

U. d. M. zeigt sich, wie bei den Serizitquarziten, ein aus reinen Quarzkörnchen bestehendes Grundgewebe, welches geschiefert und gestreckt ist. Die Serizit- und Muskowitschuppen sind lagenweise angeordnet und bilden auf den Schichtflächen meist zusammenhängende, manchmal sehr dicke Lagen.

In der Nähe der oberen mächtigen Lagen von kristallinem Kalk finden sich oft gröber struierte, schon Anklänge an lepidoblastische Struktur zeigende Muskowit-Glimmerschiefer, die hie und da bereits kleine Granaten enthalten. Die Serizitschiefer enthalten oft im Grundgewebe auch kleine Albitkörnchen dem Quarz beigemengt.

3. *Serizit-Chloritschiefer.* Die Serizit-Chloritschiefer bilden die Hauptmasse der kristallinen Schiefer der epizonalen Serie, gegen welche die übrigen Glieder stark zurücktreten.

Institutul Geologic al României

In ihrer petrographischen Erscheinungsform sind sie sehr mannigfaltig, die Unterschiede gehen sogar so weit, dass verschiedene genetische Verhältnisse für die Glieder dieser Gruppe in Betracht gezogen werden müssen.

So finden sich ausser den hauptsächlich durch die Korngrösse und -Verteilung bedingten Unterschieden, die wohl meist auf die ursprüngliche Beschaffenheit des noch nicht metamorphen Sedimentes zurückgehen, Kennzeichen, die auf eine Diaphthorese hinweisen, sodass wir hier z. T. auch polymetamorphe Gesteine vor uns hätten. Es lässt sich z. B. die Umwandlung von Biotit zu Chlorit, von grüner Hornblende zu Chlorit, das Vorkommen von gänzlich serizitisierten Plagioklasen neben frischen Albiten beobachten.

Megaskopisch haben die Serizit-Chloritschiefer dementsprechend auch ein recht verschiedenes Aussehen. Die typischen Glieder, die epimetamorphen Tonschiefern entsprechen, haben das Aussehen grünlicher, oft etwas riefiger, gut geschichteter, seidenglänzender Phyllite. Neben sehr feinen Strukturen, die fast nur Serizit- und Chlorit-Schüppchen erkennen lassen, finden sich gröbere Varietäten, die oft grössere Quarzlinsen und -Lagen erkennen lassen, die durch gröber-schuppige grünliche Serizit-Chloritlagen von einander getrennt werden. Diejenigen Typen, welche u. d. M. die Anzeichen einer Diaphthorese erkennen lassen, zeigen megaskopisch gewöhnlich kein typisch phyllitisches Aussehen, sondern eine feinschuppige, dichte Textur.

Dementsprechend ist auch das mikroskopische Bild der Serizit-Chloritschiefer sehr verschieden. Es finden sich zunächst feine, aus Tonschiefern hervorgegangene Gesteine, welche ein äusserst feines, sehr gut geschichtetes und geschiefertes Grundgewebe erkennen lassen, in welchem dünne, lagenweise angeordnete Serizit- und Chloritschüppchen vorherrschen, die in einem aus kleinen Quarzkörnchen gebildeten Untergrund liegen. Die Menge des Quarzes variiert sehr, je nach dem ursprünglichen Sandgehalt des Sedimentes. Dem Quarz findet sich oft auch Albit in kleinen Körnchen beigemengt. Der Quarzgehalt kann so anwachsen, dass er fast zur Gänze das Grundgewebe des Gesteines bildet und die Serizit-Chloritschüppchen nur in dünnen Schnüren vorhanden sind. In anderen Typen bildet der Quarz reine Gänge und Linsen von sehr verschiedenem Korndurchmesser. Die einzelnen Quarzlagen werden von meist feinschuppigen, öfters auch gröber schuppigen Serizit- und Chloritlagen abgelöst. In den reinen Quarzlagen finden sich manchmal, z. B. im Valea Drăguşului, grosse, wasserklare Albite mit gut ausgebildeten Zwillingen nach (010).

Die Serizit-Chloritschiefer lassen oft, besonders bei den feinschuppigen Varietäten eine feine Fältelung erkennen; auch quarzreiche Typen zeigen manchmal sehr schöne Kleinfaltung. Das Verhältnis Serizit : Chlorit wechselt sehr, wobei es Übergänge bis zu Typen gibt, in denen fast nur das eine oder das andere Mineral vertreten ist, die sich also den Serizit-Muskowitschiefern

Institutul Geologic al României

einerseits, den Chloritschiefern andererseits, nähern. Die chloritreichen Typen zeigen stets einen kleineren bis grösseren Gehalt an Epidot, wodurch diese Gesteine auch den typischen Chloritschiefern ähnlich werden. Als Nebengemengteile finden sich fast bei allen Typen ziemlich grosse, oft zerbrochene Säulchen von Turmalin (Schörl) und Apatit in ziemlich grossen Körnern. Wie bereits erwähnt, tritt Epidot besonders in chloritreichen Typen auf. Zirkon, Rutil, Titanit und Erz sind seltenere Übergemengteile.

In einigen Varietäten (Dealu Prislopului-Valea Mare, auf dem Weg von der Winkelstation der Drahtseilbahn im Izvorul Cepilor zum Vrf. Gargalău) finden sich Reste von Biotit in den Chloritschiefern. Die Gesteine treten im Zusammenhang mit diaphthoritischen Chlorit-Granatschiefern auf, sodass auch sie selber wohl Diaphthoriten entsprechen könnten und als diaphthoritisierte, eingeklemmte und eingefaltete Reste der mesozonalen Deckscholle angesehen werden könnten. Am S-Hang der Obârșia Strâmbei findet sich ein seidenglänzendes, phyllitisches dünnblättriges Gestein, welches u. d. M. ein stark zerdrücktes, stellenweise stark serizitisches Grundgewebe erkennen lässt. Ausserdem finden sich grössere oft in Nestern angereicherte Schuppen von Serizit und Muskowit und vereinzelte grosse Fetzen von Chlorit, welcher aus einem Amphibol hervorgegangen zu sein scheint. Der Chlorit ist langprismatisch-faserig, hat einen Pleochroismus von $n\alpha$ hellgrün, $n\gamma$ dunklergrün, zeigt niedere Doppelbrechung mit blauen Interferenzfarben. Das Gestein scheint aus einem Hornblendegarbenschiefer hervorgegangen zu sein. Im Valea Drăgușii finden sich inmitten des phyllitischen epizonalen Komplexes noch Gesteine, welche grössere Amphibolprismen aufweisen.

Einige Serizit-Chloritschiefer, die stark serizitisierte Reste von nicht näher bestimmbaren Plagioklasen aufweisen, hie und da auch Biotitreste, könnten vielleicht auch tuffogenen Ursprunges sein.

4. *Chlorit-Epidotschiefer.* Die Serizit-Chloritschiefer können durch Überhandnehmen des Chloritgehaltes in fast reine Chloritschiefer übergehen, welche keinen Serizit mehr enthalten. Hingegen finden wir in ihnen einen konstanten Gehalt an Epidot. Die Chlorit-Epidotschiefer leiten durch öfters zu beobachtenden Amphibolgehalt zu den Amphibolschiefern über, andererseits durch Aufnahme von Calcit zu den Chlorit-Calcitschiefern.

An der Stelle, wo das Valea Repede das Kristallin verlässt, steht ein dunkelgrüner Chlorit-Epidotschiefer an, welcher grössere Albitkörnchen als porphyroblastenähnliche Einsprenglinge zeigt und zwar in einem Grundgewebe, das aus ganz feinen Quarzkörnchen und Chloritschüppchen besteht. Chlorit ist z. T. aus Biotit hervorgegangen, welcher noch in kleinen, wenig charakteristischen Schüppchen vorhanden ist. Der Epidot bildet ganz kleine Körnchen.

Institutul Geologic al României

Im Pârâul Rugosa findet sich ein sehr feinkörniger Chlorit-Epidotschiefer, welcher in einem aus Quarz und Albit bestehenden Untergrund zahlreiche kleine in lebhaften Polarisationsfarben leuchtende Epidotkörnchen, mit Chloritschuppen vermengt, aufzeigt. Quantitativ überwiegt in diesem Gestein der Epidot. Der Albit bildet auch grössere Körner und kleinere linsenförmige Aggregate. Im Gestein sind noch einige kleine Hornblendenadeln mit undeutlicher Begrenzung erkennbar, die meist jedoch bereits eine beginnende Umwandlung in Chlorit zeigen.

Sehr typische Chloritschiefer finden sich im Valea Runcului, einem Nebentälchen des Valea Anieșului. Es sind dies feinschuppige, grüne, ein wenig ins Gelbliche spielende Gesteine mit nicht sehr ausgeprägter Schieferung, in denen oft Pyritwürfel bis zu 5 mm Durchmesser liegen. U. d. M. sieht man sehr feine Schüppchen von Chlorit neben sehr feinen Quarzkörnern, ferner scheint der ganze Schliff übersät mit kleinen lebhaft polarisierenden Epidot-Körnchen und -Säulchen. Als Übergemengteil ist sehr wenig Calcit vorhanden. In den Chlorit-Epidotschiefern finden sich öfters kleine Linsen von gelblichem kristallinem Kalk (Cisia).

5. *Chlorit-Calcitschiefer.* Die Chlorit-Calcitschiefer wurden in den Ostkarpathen erstmalig von I. ATANASIU beschrieben. Sie gehen durch Aufnahme von Calcit aus den Chlorit-Epidotschiefern hervor und können kartographisch von diesen oft nicht getrennt werden. Sie weisen aber nicht einen so konstanten Epidotgehalt auf wie die Chlorit-Epidotschiefer.

Die Chlorit-Calcitschiefer finden sich in typischer Ausbildung z. B. am Vrf. Gargalău. U. d. M. zeigen sie ein sehr feinkörniges, zerriebenes, nicht näher bestimmbares Grundgewebe von Quarz- und Feldspatkörnchen, in welchem zahlreiche Lagen und Zonen von kleinen, parallel gestellten Chloritschuppen, oft filzig miteinander verwoben, vorkommen. Der Chlorit wird von ganz kleinen Kügelchen von Titanit (?) begleitet. Epidot scheint ganz zu fehlen. Der Calcit findet sich in einzelnen unregelmässigen Batzen und Körneraggregaten parallel der Schieferung vor.

Die Serizit-Chlorit-Calcitschiefer des Valea Cimpoiasa, an dem Übergang der Drahtseilbahn, nahe an der Winkelstation dieser Bahn, zeigen u. d. M. ein feinschuppiges paralleles Gewebe von Serizitschuppen in inniger Verbindung mit Chloritschuppen. Dazwischen befindet sich ein kleinkörniges kataklastisches Gemenge von albitischem Feldspat und untergeordnetem Quarz. Der Chlorit wird von Titanit in Insekteneierform begleitet. Der Calcit findet sich in besonderen Lagen in grösseren Individuen angereichert.

An dem nördlichen Hang der Cisia (La Tău) treten innerhalb von Amphibol-Chloritschiefern auch Calcit führende Schiefer auf. Sie sind megaskopisch dunkelgrün, gut geschiefert und zeigen u. d. M. ein Grundgewebe das aus Quarz, untergeordnet auch Albit und kleinen Chloritschuppen besteht.

Institutul Geologic al României

Der ganze Schliff scheint übersät mit kleinen Säulchen von Epidot (mit anomalen, gelb-blauen Interferenzfarben), sodass das Verhältnis Epidot : Chlorit 1 : 1 ist. Ausserdem finden sich noch grössere mikroskopisch nicht mehr auflösbare Haufwerke von Titanit (?). Der Calcit findet sich in grossen Individuen und kleinen gang- bis linsenförmigen Aggregaten.

Im Valea Cobășelului findet sich ein hellgrünes, gut geschiefertes, etwas riefiges Gestein, welches schon megaskopisch den Calcit als weisse, einsprenglingsartige Punkte erkennen lässt. Ausserdem sieht man auf den Schichtflächen grössere Schuppen von Biotit. U. d. M. erkennt man fast nur aus kleinen Quarzkörnchen bestehende Lagen zwischen denen in paralleler Anordnung oft einzeln, oft aber auch dünnere Lagen und Schnüre bildend, Chloritschuppen liegen, hie und da auch grosse vereinzelte Biotitschuppen. Ebenfalls parallel der Schieferung finden sich zahlreiche ganz kleine lebhaft doppelbrechende Epidot-Säulchen und Körnchen. Der Calcit erscheint in grösseren Individuen in Form von linsenförmigen Aggregaten.

An der Măgura Bârjaba findet sich ein ziemlich grobschuppiges grünes Schiefergestein, welches megaskopisch Chlorit und Epidot sowie kleine Quarz-Feldspatlinsen aufweist. U. d. M. fällt vor allem die beträchtliche Korngrösse auf. Das Grundgewebe besteht aus Quarz und untergeordneten Albitkörnern und ist etwas kataklastisch. Darin finden sich Schuppen eines stark pleochroitischen Chlorites ($n\alpha$ gelb, $n\gamma$ leuchtend grün) mit niederer Doppelbrechung (braune Interferenzfarben), weiterhin viele Säulchen und Prismen von stark doppelbrechendem Epidot. Der Calcit bildet derbe Massen. Als Nebengemengteile finden sich noch einige kleine Nadeln von grüner Hornblende und viel Apatit und Titanit (?) in grösseren Körnern.

6. *Chloritschiefer eruptiven, z. T. tuffogenen Ursprunges.* Bereits bei den oben beschriebenen Chlorit-Epidotschiefern sowie auch bei einigen Chlorit-Calcitschiefern ist die Möglichkeit eines Ursprunges aus eruptiven Gesteinen oder Tuffen nicht ausgeschlossen, doch sind die ursprünglichen Strukturen so verwischt und der Mineralbestand so verändert, dass durch das mikroskopische Studium keine Beweise für diese Ansicht erbracht werden konnten. An einer einzigen Stelle des Rodnaer Gebirges, an der Fața Mesei, und von hier sich hinunterziehend bis in die Nähe der Drahtseilbahnstation Puzdra Borșenească, konnten in calcitführenden Chloritschiefern Anzeichen einer Herkunft aus eruptiven Gesteinen gefunden werden. Megaskopisch besitzen diese Gesteine eine gute Schieferung, eine hellgrüne Farbe, zeigen aber nicht den seidenartigen Glanz wie andere Chloritschiefer, sondern haben ein sandig-mattrauhes Aussehen. In ihnen zeigen sich manchmal bis mehrere mm grosse weisse Einsprenglinge, welche sich u. d. M. als Albit erweisen. Andere Feldspäte sind nicht mehr frisch, sondern sind mit sehr feinen Schüppchen von Serizit, Epidot und Chlorit erfüllt, sodass an Stelle

Institutul Geologic al României

der Feldspäte nur dunkle, mikroskopisch nicht mehr auflösbare Pseudomorphosen von Serizit-Chlorit-Epidot-Haufwerken zu beobachten sind, die durch Zersetzung basischer Plagioklase entstanden sind. Die frischen, albitischen Feldspäte stellen Neubildungen dar. Sie zeigen zum grössten Teil keine idiomorphe Umgrenzung, sind aber gut nach (010) und (001) verzwillingt. Die grossen Feldspäte werden von einem äusserst feinschuppigen Gewebe umgeben, welches hauptsächlich aus feinen Chloritschüppchen und Epidotkörnchen besteht und eine sehr ausgeprägte Schieferung aufweist. Oft weisen die Gesteine bereits megaskopisch eine feine Bänderung auf, wobei die hellen Lagen aus einem feinen, zerriebenen Mörtel von Quarz (?) und nicht näher bestimmbarem Feldspat, mit sehr wenigen Chloritschüppchen dazwischen, bestehen. Die dunklen, grünen Lagen bestehen dann fast zur Gänze aus Chloritschuppen die z. T. fast ganz von feinen, ziemlich stark doppelbrechenden Epidotkörnchen erfüllt sind. Daneben finden sich noch grössere Individuen von Epidot. Auch in diesen gebänderten Gesteinen finden sich oft Relikte von grösseren Plagioklasen, die in ein dichtes Haufwerk von Chlorit und Epidot aufgelöst werden. Oft findet sich in diesen Schiefern viel Calcit, der in grösseren Individuen, oft zu Lagen aneinander gereiht, vorkommt. In diesen Gesteinen kann der Auflösungsprozess grosser Plagioklase mit aller Deutlichkeit, bis zum Verschwinden des Feldspates, sehr gut beobachtet werden. Wir sind der Ansicht, dass diese Gesteine von basischen eruptiven Gesteinen, vielleicht Diabasen, Diabasporphyriten oder Gabbro-Diorit-Gesteinen abstammen. Die Plagioklase wurden dabei in Haufwerke von Serizit-Chlorit-Epidot umgewandelt, die dunklen Gemengteile, Amphibole und Pyroxene ebenfalls in Chlorit und Epidot. Freiwerdender Calcit sammelte sich in Adern und Linsen.

7. *Amphibol-Epidotschiefer*. Die Chlorit-Epidotschiefer zeigen öfters einen kleinen Gehalt an Hornblende. Der Amphibol kann schliesslich ganz an Stelle des Chlorites treten, sodass wir Amphibol-Epidotschiefer erhalten. Die Amphibol-Epidotschiefer sind auch oft calcitführend.

Sehr charakteristische Amphibol-Epidotschiefer finden sich an der Cisia +1994, von wo sie nach N in das Kar der Bila und gegen das Valea Putreda auf dem Rücken « La Tău » hinziehen. Diese Schiefer stehen in Gesellschaft von Chlorit-Epidotschiefern an. Megaskopisch sind es gut geschieferte, phyllitische, dunkelgrüne Gesteine, welche Chloritschuppen, Hornblendenadeln und weissliche, aus Quarz, Feldspat und Calcit bestehende Lagen erkennen lassen. Vereinzelt sieht man auch grössere, dunkle Biotitschuppen. U. d. M. zeigt sich ein weisser, glasklarer Untergrund, der bei einigen Typen ziemlich verbreitet ist, bei anderen wieder durch das Überwiegen melanokrater Elemente fast ganz zurückgedrängt wird. Bei gekreuzten Nikols erweist sich dieser leukokrate Teil aus einem sehr feinkörnigen

Institutul Geologic al României

Gewebe von Quarz und Albit zusammengesetzt. Oft ist ein kataklastisches Zerreibsel zu beobachten, öfters bildet der Albit jedoch grössere Individuen, welche gewöhnlich nur aus einem einzigen Doppelzwilling nach (010) bestehen. Weiterhin finden sich im Gestein parallel der Schieferung gelagert, viele kurz-prismatische mittelgrosse Amphibole, die manchmal auch radialstrahlige Anordnung zeigen. Dieser Amphibol hat einen sehr charakteristischen Pleochroismus $n\alpha$: gelbgrün, $n\beta$: lichtgrün, $n\gamma$: dunkelgrün bis blaugrün. Die Auslöschungsschiefe $n\gamma : c$ beträgt 18—23°, entspricht also nicht derjenigen des Glaukophans, für den diese Hornblende auf den ersten Blick gehalten werden kann. Durch die blaue Farbe zeigt diese Hornblende allerdings einen Gehalt an Na an. Die Hornblende ist oft auf dem Wege der Umwandlung in Chlorit begriffen, es finden sich einige grosse aus Hornblende hervorgegangene Schuppen eines grünlichen ($n\alpha$: gelb, $n\gamma$: grün) Chlorites mit niederer Doppelbrechung (braune Interferenzfarben). Neben der Hornblende finden sich, jedoch nur vereinzelt, grössere Schuppen von Biotit, welche einen Pleochroismus $n\alpha$: gelb, $n\beta$, $n\gamma$: dunkelbraungrün aufweisen. Ungefähr in gleichem Mengenverhältnis wie Amphibol kommt ein stark licht- und doppelbrechender Epidot in Form unregelmässig verteilter, kurzer Säulchen und Körnchen vor. Oft finden sich auch dichte kleine Haufwerke von Titanit in Insekteneierform. Manche Varietäten sind sehr reich an Calcit, welcher in kleinen Aggregaten unregelmässig im Gestein verteilt erscheint, öfters aber auch Linsen und Gänge bildet. Als Übergemengteil kommt selten Apatit vor.

Zwischen dem Vrf. Galaţului und dem Vrf. Putreda stehen ganz anders aussehende Amphibolschiefer an. In einem sehr fein geschieferten grünlichen Gestein liegen kleinere parallele Nadeln und Prismen einer sehr blass gelb-grünen Hornblende, welche von sehr feinem, serizitischen, filzigen Gewebe umgeben, das Grundgewebe des Gesteines bilden. Quarz findet sich nur in kleinen linsenförmigen Aggregaten. Epidot kommt in längeren gelblichen Prismen, die oft von einem ganz feinen Haufwerk von Zoisit umgeben werden, vor. Titanit in einigen feinen Kornanhäufungen. Sekundärer Calcit ist ebenfalls vorhanden.

Am Piciorul Zânei findet sich ein gut geschiefertes hellgrünes Gestein, in welchem 3—4 mm starke Hornblendelagen mit hellen Lagen abwechseln. U. d. M. erkennt man, dass die dunklen Lagen aus parallel gestellten Prismen von grüner Hornblende bestehen und von zahlreichen Epidotkörnchen und Säulchen begleitet werden. Der Epidot reichert sich auch oft selbst in ziemlich reinen Lagen an. Die Hornblende ist sehr blass, $n\alpha$: hell-grüngelb, $n\gamma$: blassgrün, Auslöschung $n\gamma : c =$ bis 23°. Zwischen diesen melanokraten Elementen findet sich ein spärliches aus Quarz- und Albitkörnern bestehendes Gemenge.

Institutul Geologic al României

Im Valea Putreda kommen sowohl im Oberlauf (La Tău), als auch vor seiner Mündung in das Valea Bistriței Aurii sehr feinkörnige Amphibol-Epidotschiefer vor, welche megaskopisch fast dicht aussehen und keine unterscheidbaren Minerale erkennen lassen. U.d.M. sieht man ein sehr feinschuppiges Gewebe von kleinen Amphibolprismen, denen sich nur selten grössere Amphibole zugesellen. Ihre Auslöschung beträgt $n\gamma : c = 18°$, Farbe blassgrün. Der Amphibol steht in inniger Verbindung mit ganz kleinen zahlreichen Epidot- und Zoisitkörnern und Säulen. Zwischen dem Amphibol zeigt sich etwas Quarz und Albit. Als Nebengemengteil findet sich Titanit. Einige Typen sind reicher an Quarz und Albit.

Auf dem Vrf. Puzdrei findet sich ein sehr feinschieferiger Amphibol-Epidot-Calcitschiefer, welcher in einem streng parallelen Gefüge grössere parallel gestellte Amphibolnadeln, nur von wenigen kleinen Epidotkörnchen begleitet, erkennen lässt. Zwischen den amphibolreichen Zonen liegen leukokrate Zonen, in denen vor allem ziemlich grosse, jedoch serizitisierte Plagioklase auffallen, daneben auch etwas Quarz in kleinen Kornaggregaten, untermischt mit Plagioklas. In diesen leukokraten Zonen liegen nur vereinzelte Hornblendenadeln. Calcit und Titanit ist nur wenig vorhanden. Vielleicht entspricht dieses Gestein auch einem umgewandelten basischen Eruptivgestein.

Ein ähnliches Gestein findet sich auch auf dem Kamm, der von der Mireaja in das Valea Anieșului Mic hinunterzieht, vor. Hier ist noch mehr Plagioklas vorhanden, der jedoch stets stark serizitisiert ist. Serizit und Epidot findet sich auch ausserhalb der Feldspatreste. Die Hornblende ist in Form grösserer Stengel vorhanden, von Epidot und Titanit begleitet. Daneben finden sich noch einige kleine Schüppchen von Biotit. Quarz ist neben dem Feldspat in kleinen Körnchen vorhanden.

8. *Amphibolite (Amphibolschiefer).* Die Amphibolite oder Amphibolschiefer treten gleich den Chlorit-Epidot-und den Amphibol- Epidotschiefern als schmale Zwischenlagen zwischen den übrigen epizonalen kristallinen Schiefern auf. Bloss selten bilden die Amphibolite auch grössere elliptische Einlagerungen, z. B. am Piciorul Calului (Izvorul Mare, Valea Anieșului, und am Piciorul Beneșului, gegen das Valea Someșului Mare).

Am Piciorul Calului lagern zwischen Serizit-Chloritschiefern und Quarziten im Grossen massig aussehende, im kleinen eine feine Schichtung und Verfaltung zeigende grün-graue Gesteine. Gegen unten wechsellagern diese Gesteine mit quarzreichen Glimmerschiefern. Es finden sich neben grünen Lagen die aus Amphibol und Epidot bestehen, auch leukokrate Lagen, welche aus Quarz und Feldspat zusammengesetzt sind. U. d. M. zeigen die dunklen Lagen parallel gestellte Nadeln und Prismen einer ziemlich blassgrünen Hornblende, welcher wenig Epidot in kleinen länglichen Prismen beigemischt

Institutul Geologic al României

erscheint. Der Zwischenraum zwischen den Amphibolen ist mit einem stark serizitisierten Feldspataggregat, vermischt mit Quarzkörnern, ausgefüllt. Die hellen Lagen bestehen aus einem Gemisch von Quarz und Albiclas (10% An, Fedoroffbestimmung), dem sich auch Epidotkörner beimengen. In diesen Lagen reichert sich der Epidot oft in ganzen Linsen an, wobei er grosse, auch im Schliff noch deutlich gelb gefärbte Kristalle mit hoher Doppelbrechung bildet. Andere Varietäten dieses Gesteines sind sehr arm an Epidot, die leukokraten Elemente sind in diesem Falle zahlreicher als in den zuerst beschriebenen Typen. Z. T. erscheint die Hornblende in grosse Fetzen von Chlorit umgewandelt.

Die Amphibolschiefer finden sich meist als dünne Zwischenlagerungen an sehr vielen Stellen der epizonalen Serie des Rodnaer Kristallins.

Am Vrf. Petrosu 2004 m findet sich ein dunkelgrünes Schiefergestein, welches 3—4 mm starke Lagen von grüner Hornblende erkennen lässt, die durch ganz schmale Biotitlagen voneinander getrennt werden. Zwischen den einzelnen Amphibolen sieht man ziemlich viel Quarz und serizitisierten Feldspat. Epidot ist nur wenig in kleinen Körnchen vorhanden. Biotit bildet ganz schmale, parallel der Schieferung angeordnete Lagen, wobei oft die einzelnen Schuppen in der Längsrichtung aneinanderschliessen, oft aber auch vereinzelt dastehen. Der Biotit hat einen Pleochroismus von $n\alpha$: hellgelb, $n\gamma$: braungelb und ist reich an Erzausscheidungen. Als Nebengemengteile finden sich Apatit und Magnetit.

An der E-Seite des Vrf. Muncelului findet sich ein Amphibolit, der fast zur Gänze aus grüner Hornblende besteht, welche eine sehr blasse Färbung aufweist ($n\alpha$: fast farblos, $n\gamma$: lichtgün). Auslöschung $n\gamma : c = 20°$. Dazwischen findet sich bloss wenig albitischer Feldspat, dann einige grössere Schuppen von Muskowit und kleinere von Biotit. Epidot kommt in Form von kleinen Körnchen über das ganze Gewebe verstreut, vor. An sonstigen Nebengemengteilen sind Apatit, Titanit und Chlorit zu nennen.

Im Valea Bucuiescu Mic ist den Serizit-Chloritschiefern ein gut geschieferter Amphibolschiefer zwischengelagert, der fast zur Gänze aus einer sehr hellen blassgrünen Hornblende besteht ($n\alpha$: gelblich-grün, $n\beta$: grüngelb, $n\gamma$: blassgrün, Auslöschung $n\gamma : c = 15 — 17°$). Zwischen den einzelnen Hornblendeprismen befindet sich nur wenig serizitisierter Plagioklas und wenige Chloritschüppchen. Epidot ist spärlich vorhanden, in Form grösserer gelber Prismen, die sich randlich in ein feines, trübes Körnerhaufwerk von Zoisit auflösen.

9. *Porphyrogene Gesteine.* Der Name «Porphyrogene Gesteine» wurde von I. Atanasiu in die rumänische geologische Literatur eingeführt und zwar für eine Gruppe von Gesteinen, welche schon früheren Autoren unter verschiedenen Namen bekannt waren und von ihnen beschrieben wurden.

Institutul Geologic al României

(Diesbezügliche Literatur bei I. ATANASIU (71). Mit der Bezeichnung « Porphyrogene Gesteine » soll vor allem das genetische Prinzip ausgedrückt werden, wobei die petrographische Beschaffenheit der einzelnen Glieder dieser Serie sehr stark wechseln kann, wie dieses auch tatsächlich der Fall ist. Deshalb erscheint es zweckmässig, in dieser Gruppe der porphyrogenen Gesteine mehrere Untergruppen, nach petrographischen Kennzeichen, zu schaffen und zu benennen. Dabei wurden bereits von I. ATANASIU in dieser Gruppe Gesteine mit einbegriffen, die möglicherweise gar keinen Porphyr als Ausgangsgestein haben, wie z. B. die Psammitgneise, welche wohl zum grössten Teil Arkosen in epimetamorphem Zustand entsprechen, weiterhin vielleicht auch einige chloritische biotitführende Gesteine. Doch zeigen alle diese Gesteine in ihrem Auftreten eine so enge Verbindung mit den echten porphyrogenen Gesteinen und sind mikroskopisch meist so wenig charakteristisch und gut unterscheidbar, dass sie sich kartographisch von den porphyrogenen Gesteinen nicht trennen lassen.

Diese enge Verbindung porphyrogener Gesteine mit anderen sedimentären Gesteinen ist auch für andere Regionen, in denen ähnliche Komplexe vorkommen, z. B. für die Leptite Südschwedens, charakteristisch.

Die von TOKARSKI (118) aus dem polnischen Anteil des kristallinen Massivs der Maramureș beschriebenen Gneise (Gneise mit Kalifeldspat, Gneise mit Albit, Gneise mit Oligoklas) entsprechen wahrscheinlich, wenigstens zum Teil, der Gruppe der porphyrogenen Gesteine der Ostkarpathen.

Aus dem Rodnaer Gebirge lagen bisher noch keine Beschreibungen porphyrogener Gesteine unter diesem Namen vor. Der Grund dafür ist darin zu sehen, dass die porphyrogenen Gesteine im Rodnaer Gebirge bei weitem nicht in so charakteristischer Form und regelmässiger Verbreitung auftreten wie in der Umgebung von Tulgheș. So fehlen im Rodnaer Gebirge vor allem fast ganz die echtesten und am leichtesten erkennbaren porphyrogenen Gesteine, die von I. ATANASIU als Hälleflinta beschriebenen, feinen, fast massigen, milchig-speckigen Gesteine mit Feldspatporphyroklasten, welche in der Gegend von Tulgheș so häufig vertreten sind und der ganzen Gruppe ihr charakteristisches Gepräge geben.

Im Rodnaer Gebirge können als porphyrogene Gesteine meist Serizit-Albit-Epigneise angesprochen werden, welche manchmal auch sehr viel Kalifeldspat führen und manchmal auch ein leicht porphyroidartiges Aussehen annehmen können. Diese Gesteine sind stets der mächtigen Serie der Serizit-Chloritschiefer in dünneren Bänken eingelagert und lassen selten eine genaue Abgrenzung gegen diese zu, da sie ihnen megaskopisch sehr oft gleichen, besonders wenn in ihnen grössere Feldspäte fehlen.

Die mikroskopische Struktur mancher Gesteine, welche ihrem Mineralbestand nach wohl als porphyrogene Gesteine bezeichnet werden könnten, macht die Annahme ihrer Entstehung aus Porphyren unmöglich. Die Kali-

Institutul Geologic al României

feldspäte und auch z. T. die grossen Albite, liegen in diesen Fällen als Xenoblasten ganz unregelmässig mit dem sehr quarzreichen Grundgewebe vermengt da, wobei der Quarz auch ein sehr grobkörniges Gewebe bildet, sodass an einen ursprünglichen Porphyr gar nicht gedacht werden kann, sondern hier ein mechanisches Gemenge von Quarz- und Feldspatkörnern vorliegt, also eine Arkose oder ein feldspatführender Quarzit. Diese Gesteine können wohl am besten unter der Bezeichnung Psammitgneise zusammengefasst werden. Oft ist jedoch, wie bereits oben erwähnt, die Entscheidung nicht möglich, ob es sich um ein porphyrogenes oder sedimentogenes Gestein handelt.

I. ATANASIU vergleicht die porphyrogenen Gesteine der Ostkarpathen mit der Leptitformation Südschwedens, mit der zweifellos grosse petrographische Ähnlichkeiten bestehen, wobei jedoch, wie auch I. ATANASIU bemerkt, die Leptitformation in ihrer klassischen Definition fast alle kristallinen Glieder der Tulgheșserie in sich fassen könnte. Auch sind die Grössen- und Mächtigkeitsverhältnisse sowie die allgemein-tektonische Lage der Leptitformation sehr verschieden von den porphyrogenen Gesteinen der Ostkarpathen.

Unserer Meinung nach lassen sich die porphyrogenen Gesteine der Ostkarpathen eher mit devonischen Porphyren vergleichen, so mit den von O. MÜGGE (96) untersuchten Lenneporphyren und vor allem mit den Porphyrdecken der devonischen Würbenthaler Schichten, die von STEJSKAL (111—112) beschrieben wurden. Interessant ist der Vergleich der Analysen in STEJSKAL's Arbeit mit denen von TOKARSKI (118) aus der Maramureș. Die Analysen stimmen gut überein, in beiden Serien ist der Reichtum an Alkalien, meist Na- seltener K-Überschuss also der « atlantische » Charakter der Gesteine auffällig. (Quarzkeratophyre STEJSKAL's). Vorläufig muss allerdings dahingestellt bleiben, ob besonders die Na-Vorherrschaft eine ursprüngliche war oder durch eine nachträgliche Albitisierung hervorgerufen wurde.

In dem Rodnaer Gebirge lässt sich schwer eine bestimmte stratigraphische Stellung der porphyrogenen Gesteine feststellen. Sie erscheinen auch hier meistenteils in den oberen Teilen der epizonalen Serie, ca 200 m unter den grossen liegenden Falten der kristallinen Kalkbänke. Die Vorkommen im Rodnaer Gebirge sind sehr beschränkt. Am besten lassen sie sich im W des Gebirges, auf dem zwischen +1752 und +2004 (Vrf. Petrosu) liegenden Kammstück erkennen, wo sie in mehrfacher Wechsellagerung mit Serizit-Chloritschiefern vorkommen. Hier haben sie auch ihre typische Ausbildung mit grossen Albiten und Resten von Kalifeldspäten. Hier findet sich, vereinzelt, ein sehr feinschuppiges, hälleflintaartiges Gestein. Ein weiterer Bereich der Verbreitung porphyrogener Gesteine ist die Umgebung des Hauptkammes des Rodnaer Gebirges zwischen dem Vrf. Galațului und dem Vrf. Puzdrei, bis gegen die Coasta Netedă im W. Hier sind die porphyrogenen Gesteine jedoch nicht so typisch ausgebildet wie in dem Sattel und Kamm

Institutul Geologic al României

+1752 +2004. Es sind hier meist nur einförmige nicht porphyroklastisch ausgebildete Serizit-Albit-Gneise anzutreffen, die sogar oft den Eindruck sedimentärer Herkunft machen. Im Valea Anieșului Mare finden wir in circa 600 m Höhe der Talsohle ziemlich typische weisse porphyrogene Gesteine. Auf dem Saumweg auf der E-Seite des Kammes Lapte-Rabla-Nedeia Grajdului, sowie auf dem nördlich vom Șesdros liegenden Kamm, finden sich porphyrogene Gesteine mit Biotit und Chlorit, wobei besonders die Gesteine des Kammes nördlich vom Șesdros den porphyrogenen Gesteinen mit Chlorit I. ATANASIU's ähnlich sind. Die porphyrogenen Gesteine des Rodnaer Gebirges stellen also recht wenig mächtige Einlagerungen porphyrischer Gesteine, vielleicht auch Tuffe, in der mächtigen sedimentären Serie dar, wobei diese Einlagerungen heute bereits sehr schwer von einzelnen sedimentären Gesteinen unterschieden und abgesondert werden können.

a) Hälleflintgneis. Am Vrf. Petrosu +2004 findet sich ein Gestein von weisslicher bis rötlicher Farbe, sehr dicht, mikrokristallin, welches eine sehr feine Schieferung aufweist. Mit der Lupe lassen sich Quarz, Feldspatkörnchen, Muskowitschüppchen und ganz kleine Säulchen von Hornblende erkennen. Ausserdem führt das Gestein recht selten grosse Granatkörner. U. d. M. erkennt man ein sehr feinkörniges, geschiefertes Grundgewebe von parallel der Schieferung etwas gestreckten, sonst jedoch frischen Quarzkörnern und fast gänzlich serizitisierten Plagioklaskörnchen. Nur selten heben sich aus dem Grundgewebe grössere Plagioklase mit feinen Zwillingslamellen nach (010), welche dem Albit entsprechen, heraus. Sie sind ebenfalls stark serizitisiert, sodass sich die Konturen dieser grösseren Feldspäte nicht mehr deutlich erkennen lassen. Serizit findet sich auch ausserhalb der Feldspäte in ziemlicher Menge, daneben auch viele parallel angeordnete Muskowitschüppchen. Die bereits megaskopisch wahrnehmbaren kleinen schwarzen Säulchen erweisen sich als kurze parallel der Schieferung gestellte Säulchen von grüner Hornblende mit einem Pleochroismus von $n\alpha$: hellgelb, $n\beta$: grün, $n\gamma$: dunkel blaugrün. Neben der Hornblende finden sich kleine Körnchen und Säulchen von Epidot. Die Granaten sind z. T. als sehr kleine Individuen mit hexagonalem Durchschnitt unregelmässig im Grundgewebe verteilt oder bilden seltener grosse, 5—6 mm Durchmesser aufweisende Körner, welche siebartig durchlöchert und von Quarz- und Albitkörnchen sowie von Serizit-Schüppchen ausgefüllt sind.

b) Serizit-Albit-Gneise mit Kalifeldspat. Diese Gesteine finden sich am Sattel +1752 + 2004, weiterhin im Valea Prelucii Mici und an der Passstrasse der Rotunda, bei km 70.

Am Sattel + 1752 + 2004 finden sich weissliche Gesteine, welche aus einem groben, nicht gut geschieferten Gemenge von Quarz und Feldspat, daneben grösseren Muskowitschuppen, bestehen. U. d. M. erkennt man Kalifeldspat mit undeutlicher Mikroklingitterung und teilweiser Pflockstruktur,

Institutul Geologic al României

ohne idiomorphe Grenzflächen, in Form grösserer, unregelmässiger Körner. Der Kalifeldspat wird jedoch sowohl mengenmässig, als auch was die Grösse anbetrifft, von Albit übertroffen, der in grossen, gut ausgebildeten Individuen vorkommt. Der Albit hat ein sehr frisches Aussehen, umschliesst kleine runde Quarzkörnchen und zeigt gute Zwillingsbildung nach dem Albitgesetz. Eine Fedoroff-Bestimmung ergab 0—5% An, $2V = +82 — 88°$. Diese Feldspäte sind manchmal etwas serizitisiert. Zwischen den grossen Feldspatindividuen liegt ein etwas kataklastisch aussehendes Gemenge von Quarzkörnchen, dem auch Feldspat, sowohl Kalifeldspat als auch albitischer Plagioklas, beigemengt erscheint. Der Muskowit bildet grössere Schuppen parallel der nicht sehr ausgeprägten Schieferung. Dies Gestein kann sowohl einem z. T. rekristallisierten und veränderten Porphyr entstammen, als auch sedimentären Ursprunges sein, hervorgegangen aus einer Arkose. Als Nebengemengteil findet sich Apatit. Im Zusammenhang mit diesem Gestein finden sich auch feinschuppige, gut geschieferte Gesteine, welche aus feinen weissen Lagen von Quarz und Feldspat bestehen, die durch Muskowit-Serizitlagen voneinander getrennt werden. U. d. M. finden sich auch hier grössere Körner von Kalifeldspat, welche sich megaskopisch im Gestein nicht gut abheben. Es ist an ihnen eine eigentümliche undeutliche Gitter- und Pflockstruktur wahrzunehmen, sowie ganz feine Perthit- Spindeln. Die Hauptmasse des Gesteines wird aus einem feinkörnigen geschieferten Gewebe von kleinen Quarzkörnchen, mit Albit untermengt, gebildet. Diesem Gewebe sind parallel der Schieferung viele Muskowitlamellen eingeordnet, die fast zusammenhängende Schnüre und Belage durch das Gestein bilden.

In dem Gestein des Valea Prelucii Mici, finden sich grosse Relikte von Mikroklin und Orthoklas, die oft perthitische Spindeln von Albit aufweisen. Diese Kalifeldspate liegen in einem hauptsächlich aus Quarz und wenig Albit bestehenden Grundgewebe, in dem auch viele Serizit-Muskowitschüppchen vorhanden sind.

In dem gut geschieferten Gestein der Rotundastrasse, km 70. finden sich kleine Augen von undeutlich gegittertem Mikroklin, welcher von Albit verdrängt wird. Die Albitsubstanz dringt, unregelmässige Lamellierung nach dem Albitgesetz aufweisend, in den Kalifeldspat ein. Das Grundgewebe besteht aus einem gut geschieferten Gemenge von Quarz und Feldspat (Albit). Serizit-Muskowitschuppen bilden Lagen und Schnüre im Gestein, es findet sich auch Chlorit in kleinen Schüppchen, die z. T., wie gesehen werden kann, aus Biotit hervorgegangen sind.

c) Serizit-Albit-Gneise mit Porphyroblasten von Albit. Diese Gesteine sind den oben beschriebenen sehr ähnlich, zeigen aber keinen Gehalt an Kalifeldspat; die sekundäre Albitisierung ist viel weiter fortgeschritten. Das Auftreten dieser Gesteine ist auf den Sattel

Institutul Geologic al României

+1752+2004 beschränkt. Auch mikroskopisch sehen diese Gesteine den oben beschriebenen sehr ähnlich, nur fehlt in ihnen der Mikroklin. Es ist nur Albit in grossen Individuen vorhanden. Es ist auch bei diesen Gesteinen eine teilweise sedimentäre Herkunft nicht ausgeschlossen.

d) Porphyroidartige Gesteine. Im Valea Anieșului Mare findet man in circa 600 m Höhe des Talbodens gut geschieferte weisse Gesteine die aus Quarz und Albit bestehen und auf den Schichtflächen Serizitschüppchen erkennen lassen. U. d. M. sieht man undeutlich hervortretende rundliche Körner von Albit, die in einem sehr feinen kataklastischen Grundgewebe von Quarz und serizitisiertem Plagioklas liegen. Im Grundgewebe ist viel Serizit, z. T. auch Muskowit vorhanden. Als Nebengemengteile finden sich Reste von Biotitschüppchen und wenig Apatit. Stellenweise finden sich ganze Lagen von vollkommen serizitisiertem Feldspat. Sporadisch finden sich auch kleine Individuen von Mikroklin mit undeutlicher Gitterung, sowie solche von Albit. Das ganze Gestein ist sehr stark serizitisiert, bloss die quarzreichen Partien und kleinen Quarzlinsen sind frei von Serizit.

e) Serizit-Albit-Gneise. Die Serizit-Albitgneise, die keine grösseren Feldspäte führen, sondern den Albit nur im Grundgewebe mit Quarz vermischt aufweisen, sind megaskopisch von den Serizit-Schiefern und Quarziten meist nicht zu unterscheiden. Es sind stets gut geschieferte Gesteine mit Glimmerbelag (Serizit) auf den Schichtflächen; ihre Abstammung ist ganz ungewiss. Sie können ebenso gut sedimentärer wie eruptiver Herkunft sein. Manchmal weisen sie einen schwachen Gehalt an Epidot und Biotit auf, sie sind hie und da auch turmalinführend. Ihr Hauptverbreitungsgebiet liegt im zentralen und nördlichen Teil des Rodnaer Massives, in der Nähe des Hauptkammes, angefangen von dem Vrf. Galațului im E über die Puzdra und Lapte bis zur Coasta Netedă im W. Sie bilden dünne Einlagerungen in der Serie der Serizit-Chloritschiefer und Serizitquarzite und sind im Felde fast nicht von ihnen zu unterscheiden. Gesteine, die noch am ehesten für eine Abstammung von Porphyren sprechen, finden wir an der Station Puzdra Vișăunească der Drahtseilbahn und dann weiter dieser Drahtseilbahn entlang zwischen der Winkelstation und der Cimpoiasa und schliesslich am Vrf. Galațului. In der Nähe der Station Puzdra Vișăunească findet sich ein weisses feingeschichtetes Gestein, welches u. d. M. ein stark kataklastisches Grundgewebe von Quarzkörnchen, teilweise fast zu Sand verrieben, aufzeigt, welchem etwas grössere Körner von stark serizitisiertem Feldspat beigemengt sind. Die Umrisse dieser Körner sind nicht deutlich, sie treten deshalb auch megaskopisch im Gestein nicht hervor. Die Schieferung des Gesteines wird durch Serizitschnüre, welche das Gestein durchziehen, bedingt. Das Gestein zwischen der Winkelstation und der Cimpoiasa zeigt eine sehr gute Schieferung. Feine Quarzlagen, oft

Institutul Geologic al României

zerrieben, zeigen auch etwas grössere, nicht näher bestimmbare, serizitische Plagioklase beigemengt. Sie wechseln ab mit dicken Lagen von Serizit, in denen auch grössere Muskowitschuppen zu sehen sind. Am Vrf. Galaţului findet sich ein sehr fein geschiefertes Gestein von phyllitischem Aussehen, welches aus einem Grundgewebe von kleinen Quarzkörnchen und Albitindividuen besteht. Manchmal werden die Albite grösser, sodass sie fast die Form von Porphyroblasten annehmen. An Nebengemengteilen findet sich noch ein schwarzes Pigment in schnurförmiger Verteilung. Ein ähnliches Gestein wie auf dem Vrf. Galaţului findet sich auch auf dem Hauptkamm des Rodnaer Gebirges zwischen Vrf. Puzdrei und Vrf. Laptelui. Weiterhin findet sich zwischen dem Vrf. Galaţului und dem Ursprung des Izvorul Popii ein gut geschichtetes weisses Gestein, dessen Lagen aus Quarz-Feldspat bestehen die viel Muskowit-Serizit auf den Schichtflächen haben. U. d. M. sieht man ein Grundgewebe aus Quarz und vollkommen serizitisiertem Feldspat, wobei die Feldspatkörner etwas grösser als die Quarzkörner sind. Das Gestein wird parallel der Schieferung von grossen Muskowitlamellen durchzogen. Zwischen der Winkelstation der Drahtseilbahn und dem Izvorul Cailor steht ein gut geschiefertes Gestein an, welches aus Lagen von fast ganz serizitisiertem Feldspat (Plagioklas) besteht, welche mit reinen Serizitlagen, die ein sehr feinkörniges Gewebe von Quarzkörnchen durchschwärmen, wechsellagern. Ausserdem finden sich noch reine Quarzlagen, deren Individuen starke Pressung und undulöse Auslöschung zeigen. Innerhalb der Serizitlagen liegen auch grössere Muskowitschuppen. Auf dem Sattel +1752+2004 kommen neben Serizit-Albitgneisen mit grossen Albiten auch solche Typen vor, bei denen der Albit, zusammen mit dem Quarz, das Grundgewebe bildet. An Glimmer finden sich auch hier lange Muskowitlamellen. Als Nebengemengteil ist Apatit zu erwähnen. Hie und da sind auch Reste von Kalifeldspat zu bemerken. Diese Gesteine könnten wieder sehr gut Psammitgneisen entsprechen.

f) Porphyrogene Gesteine mit Biotit und Chlorit. So wie in der Gegend von Tulgheş sind auch im Massiv von Rodna Gesteine bekannt, welche dieser Gruppe zugerechnet werden müssen, so z. B. ein Gestein, welches auf der Coasta Netedă ca 100—200 m unter den kristallinen Kalkbänken den Serizit-Chloritschiefern zwischengelagert erscheint. Weiterhin, auf dem Kamme nördlich des Şesdros, ferner am Hauptkamm zwischen Puzdra und Galaţ und schliesslich am Saumweg unter dem Kamm Rabla-Lapte. An der Coasta Netedă findet sich ein undeutlich geschichtetes hellgrünes Gestein, welches weisse Quarz-Feldspatlagen, mit Chloritbelag auf den Schichtflächen, erkennen lässt. U. d. M. sieht man ein stark kataklastisches unregelmässiges Grundgewebe von Quarz und Albit, wobei der Feldspat oft serzitisiert, grössere Individuen bildet. Der Quarz schliesst sich oft zu kleinen Kornaggregaten zusammen. Das Gestein ist erfüllt von blass-

Institutul Geologic al României

grünen Chloritschuppen und untergeordnet auch Serizitschuppen. Als Nebengemengteile finden sich ziemlich selten kleine Körnchen von Granat, wenig Turmalin, Apatit, Titanit in Form von Insekteneiern. Stellenweise wird das Gestein grobschuppig und lässt dann dementsprechend grössere serizitisierte Feldspäte erkennen, neben grossen Muskowit- und Chloritschuppen, fernerhin wenig Biotitschuppen in paralleler Verwachsung mit Muskowit und Chlorit. Auf dem Kamm nördlich des Şesdros kommt ein gut geschieferter grüner Chloritschiefer vor, der bis 6 mm grosse Einsprenglinge von Feldspat erkennen lässt. U. d. M. erweisen sich diese als rundliche Körner von Albit mit Quarzeinschlüssen, die in einem hauptsächlich aus Quarz bestehenden Grundgewebe liegen, dem nur wenig kleine Albitkörner beigemengt sind und welches von Chlorit- und Serizitschüppchen erfüllt ist. Auf dem Hauptkamm des Rodnaer Gebirges, zwischen Puzdra und Galaţ, findet sich ein feingeschichtetes, etwas riefiges phyllitisches Gestein. U. d. M. erkennt man ein Grundgewebe mit etwas gestreckter Pflasterstruktur, hauptsächlich aus Quarzkörnchen, mit wenig untermengtem Albit bestehend. Parallel der Schieferung liegen Schuppen von Muskowit und Biotit, welcher einen Pleochroismus von $n\alpha$: hellgelb, fast farblos, $n\beta$, $n\gamma$: grünlich-braun zeigt. Als Nebengemengteile sind zu erwähnen kleine Säulchen von Epidot, Turmalin und Zirkon. Auf dem Saumweg östlich der Rabla-Lapte findet sich ein gut geschiefertes Gestein, welches u. d. M. grössere Albitkörner mit Quarzeinschlüssen erkennen lässt, welche sich vom Grundgewebe nicht prägnant abheben. Das Grundgewebe des Gesteines wird von einem sehr unregelmässigen Gemisch von Quarz und Albit gebildet, in welchem sich noch Muskowit-Serizit- und Chloritschuppen befinden, daneben auch Reste von Biotit. Daneben finden sich viele Fe-hältige Verwitterungsprodukte sowie ein wenig Carbonat.

10. *Psammitgneise.* Wie bereits oben erwähnt, ist oft die Unterscheidung selbst u. d. M. schwierig oder unmöglich, ob es sich in einzelnen Fällen um einen Psammitgneis oder ein porphyrogenes Gestein handelt. Manchmal gibt jedoch die mikroskopische Struktur und Textur des Gesteines sicheren Aufschluss: in diesen Fällen ist das Gestein sehr quarzreich, arm an Serizit und Muskowit, oder es liegt der Glimmer nur in einigen grösseren Schuppen parallel der Schieferung. Dem Quarz finden sich grössere oder kleinere Feldspatkörner, und zwar Albit oder auch Kalifeldspat beigemengt, doch lässt sich deutlich erkennen, dass es sich hier bloss um ein mechanisches Gemenge dieser Mineralien handelt. Das Ausgangsmaterial für diese Schiefer kann nur ein arkoseartiges Gestein gewesen sein. Unter anderen können auch einige Gesteine des Sattels +1752+2044 als Psammitgneise angesprochen werden. Es bestätigt sich also auch für das Rodnaer Gebirge, was I. ATANASIU für die Umgebung von Tulgheş festgestellt hat, dass nämlich porphyrogene

Institutul Geologic al României

Gesteine und Psammitgneise in enger Verbindung miteinander vorkommen. Ausserdem können noch Gesteine von dem Kamm zwischen Cimpoiasa und Muntele Cailor sowie aus dem Valea Prelucii Mici als Psammitgneise bezeichnet werden. Einige Gesteine des Sattels +1752+2004 zeigen grössere xenoblastische Reste von Kalifeldspat und Albit, ziemlich dicht aneinander, welche in dem meist aus Quarz und wenig Albit bestehenden Grundgewebe liegen. An Glimmer sind Muskowitschuppen vorhanden. Das Gestein zwischen Cimpoiasa und Muntele Cailor ist sehr gut geschiefert. U. d. M. sieht man einige grössere unregelmässige Orthoklas- und Albitkörner. Das ganze übrige Gestein besteht aus einem ziemlich feinkörnigen Gemenge von hauptsächlich Quarz und untergeordnet Albit. Der Glimmer ist auf den Schichtflächen parallel der Schieferung angeordnet und zwar sind es sehr grosse Schuppen von Muskowit, die fast zusammenhängende Lagen bilden. An Nebengemengteilen findet sich noch Apatit in grösseren Körnern und kleine, quergegliederte Säulchen von Zoisit-Epidot.

11. *Schwarze Phyllite (z. T. Graphitschiefer) und schwarze Quarzite.* Die schwarzen Phyllite und Quarzite sind im Bereiche der Ostkarpathen schon lange bekannt und meist als Kieselschiefer bezeichnet und beschrieben. (Literatur siehe bei I. Atanasiu (71). Im Rodnaer Gebirge nehmen die schwarzen Quarzite eine ähnliche stratigraphische Stellung ein wie in der von I. Atanasiu bearbeiteten Gegend von Tulgheș. Vor allem ist auch im Rodnaer Gebirge oft eine enge Verbindung der schwarzen Quarzite und Phyllite mit kristallinen Kalken wahrzunehmen. Was jedoch in der Gegend von Tulgheș nicht bewiesen werden kann, geht im Rodnaer Gebirge klar hervor: Die schwarzen Quarzite stehen in Zusammenhang mit tieferen schmalen Horizonten von kristallinen Kalken, während die mächtigen oberen Lagen von kristallinem Kalk, welche der Zone der liegenden Falten angehören, nur sehr selten von schwarzen Quarziten begleitet sind und meistens mit Muskowitschiefern, die teilweise auch Granat führen, wechsellagern.

Die schwarzen Phyllite und Quarzite treten besonders deutlich und charakteristisch im Valea Someșului Mare, oberhalb von Valea Mare, am grossen Knie des Someș, auf. Sie werden hier von kristallinen Kalken überlagert. Bei dem km 1,4 der Industriebahn sind sie in Form von feinen, gefältelten schwarzen Schiefern aufgeschlossen. U. d. M. sieht man ein ziemlich zerriebenes, feinkörniges Quarzgrundgewebe in sehr schönen Kleinfältelungen. In ihm liegen feine schwarze Partikelchen von Kohlenstaub oder Graphit. Die schwarzen Pigmente sammeln sich stellenweise zu Lagen und Schnüren an, welche das Gestein durchziehen und alle Fältelungen mitmachen. Die schwarzen Phyllite und Quarzite sind durch Übergänge miteinander verbunden. Sie kommen auch stets miteinander vergesellschaftet vor. Ihre petrographische Ausbildung ist recht einfach und konstant. In grösseren Massen

Institutul Geologic al României

finden sie sich im Rodnaer Gebirge, ausser dem bereits erwähnten Vorkommen im Valea Someșului, besonders am Nordhang des Rodnaer Gebirges, wo sie, mehrere Falten bildend, welche in ihrem Kern auch schmale Streifen kristalliner Kalke eingezwängt enthalten, sich vom Valea Repede angefangen gegen ESE bis in die Nähe des Piatra Rea in fast ununterbrochenem Zug hinziehen. Weiterhin finden sie sich in grösserer Menge am Hange des Vrf. Corongișului bis gegen das Valea Anieșului. Weiterhin finden sich ausgedehntere Vorkommen um den Vrf. Repede und an der Mihăiasa.

Einen etwas abweichenden Typus stellen schwarze Schiefer dar, welche auf der Nordseite des Vrf. Puzdrei gefunden wurden. Sie bestehen aus einem feinen geschichteten Grundgewebe von Quarz in kleinen, etwas gestreckten Körnchen. Frische Zonen wechseln mit zerriebenen ab. Serizit zieht in ganzen Schnüren durch das Gestein, doch wird auch das Quarzgewebe von feinen Serizitschüppchen durchschwärmt. Dann finden sich Schuppen eines hellgrünen, chloritähnlichen Minerals. Schwarzes graphitisches Pigment findet sich in feiner Verteilung. Es bildet Schnüre durch das ganze Gestein. Charakteristisch ist das Auftreten grosser Turmalinsäulen.

Im Izvorul Băilor, oberhalb von Rodna Veche, wo die schwarzen Quarzite und Phyllite ebenfalls vorkommen, ist in ihnen auf Graphit geschürft worden.

12. *Kristalline Kalke, Dolomite und Kalkschiefer.* Die kristallinen Kalke der epizonalen Serie unterscheiden sich von denen der mesozonalen Serie hauptsächlich durch das Fehlen von Tremolit. Weiterhin sind diese Kalke meist etwas feinkörniger, jedoch finden sich in den oberen mächtigen Kalklagen auch sehr grobkörnige, zuckerkörnige Varietäten, sodass dieses Unterscheidungsmerkmal nicht ausschliessliche Gültigkeit hat. Solche grobkörnige Varietäten finden sich z. B. am Muncel (Valea Rebrei). Während die kristallinen Kalke und Dolomite der oberen mächtigen Lagen meist reinweiss und gut kristallinisch sind, so finden wir in den schmäleren, tieferen Horizonten daneben auch oft graublaue, gebänderte Varietäten, die auch mit typischen Kalkschiefern wechsellagern. Den Chloritschiefern und den Chloritepidotschiefern finden sich hie und da auch kleine Linsen von kristallinem Kalk eingelagert. Sie haben meist eine leicht gelbliche Farbe. Diese letzteren scheinen nicht ursprünglichen sedimentären Kalkbänken zu entsprechen, sondern einer Ausscheidung und einer Art Sammelkristallisation während der Metamorphose. Die epizonalen kristallinen Kalke enthalten, ebenso wie auch die mesozonalen, oft kleine Quarzkörnchen und Serizitlamellen. Ihre lokale Graufärbung wird durch fein verteiltes schwarzes Pigment hervorgerufen. Oft finden sich, besonders in den gut geschieferten, kalkschieferartigen Varietäten, lange Muskowitschuppen parallel der Schieferung. Neben Quarz lassen sich hie und da auch kleine Körnchen von Plagioklas erkennen. Die

Institutul Geologic al României

geschichteten Kalkschiefer (Rotunda) bestehen aus einem sehr homogenen Gemenge von kleinen etwas gestreckten Calcitkörnchen mit Lagen von schwarzem Pigment. Auf dem Crăciunel findet sich im Liegenden des weissen kristallinen Kalkes ein schwarzer Kalkschiefer, welcher aus feinen Calcitkörnchen besteht. Fast jedes einzelne Calcitkörnchen ist von einer dünnen Lage schwarzen Pigmentes umgeben, wodurch die schwarze Färbung dieses Calcitschiefers entsteht. Hie und da finden sich kleine Lagen die aus grösseren Calcitkörnern mit etwas beigemengtem Quarz bestehen.

Im Steinbruch des Rotundapasses kommt neben schwarzen Schiefern und Quarziten ein sehr feinkörniger, brekziöser, grauer dolomitischer Kalk vor, welcher eine Ähnlichkeit mit mitteltriadischen Dolomiten zeigt.

a) Serizit-Calcitschiefer. Die Serizit-Calcitschiefer sind gut geschieferte, weisse Gesteine, welche den kristallinen Kalkschiefern ähnlich sehen und mit ihnen verbunden vorkommen. So findet sich an der Fața Munților, nördlich des Vrf. Puzdrei, ein serizitischer Kalkschiefer, welcher u. d. M. ein Grundgewebe von kleinen Quarzkörnchen und etwas grösseren Calcitkörnchen im Verhältnis ca 1 : 1 erkennen lässt. Der Serizit bildet im Gestein einzelne, isolierte Schüppchen.

Im Valea Anieșului (Izvorul Cepelor) findet sich unter dem Pyritbergwerk ebenfalls ein Serizit-Kalkschiefer, welcher u. d. M. sich als ein Serizitquarzit, etwas zerrieben, mit Calcit gewissermassen durchtränkt, darstellt. Der Calcit zeigt dabei nie eine idiomorphe Ausbildung. Hie und da finden sich auch einige Biotitschuppen. Das Gestein ist reich an Erz.

GESTEINE INTRUSIV-MAGMATISCHER HERKUNFT IN DER EPIZONALEN SERIE DES RODNAER GEBIRGES

1. *Pegmatitgneis.* In der epizonalen Serie des Rodnaer Gebirges kommen selten auch andere Gesteine vor, welche als epimetamorphe und kataklastische Produkte, hervorgegangen aus eruptiven Gesteinen, gedeutet werden müssen und bei welchen der magmatische Ursprung besser als bei den bisher beschriebenen in Erscheinung tritt.

So findet sich auf der Negriasa, über den höheren Teilen der epizonalen Serie, die hier aus Serizit-Chloritschiefern, Quarziten und kristallinen Kalken besteht, ein kleines Vorkommen von weissen Pegmatitgneisen, die auf weissen Serizitquarziten liegen und gegen diese keine scharfe Abgrenzung aufweisen. Die morphologischen Verhältnisse erlauben hier ganz eindeutig die Feststellung, dass die Pegmatitgneise flach auf der epizonalen Serie liegen. Die Fazies dieser Pegmatitgneise weicht vollkommen von der Fazies der Pegmatite der mesozonalen Serie ab, sodass die tektonische Stellung und die Herkunft dieser Pegmatitgneise vorläufig noch ein ungelöstes Problem darstellt. Megaskopisch sind diese Gesteine weiss, pegmatitähnlich, lassen jedoch, wenn

Institutul Geologic al României

auch undeutlich, eine Schichtung erkennen. U. d. M. erkennt man grosse, unregelmässig gestaltete Massen von Mikroklin mit typischer Gitterung und kleinere Orthoklase, welche gut ausgebildete perthitische Spindeln aufweisen. Die Orthoklase schliessen auch kleine rundliche Albite ein. Neben den grossen Kalifeldspatmassen finden sich auch sehr grosse Plagioklasindividuen, die eine sehr feine Zwillingslamellierung nach dem Albitgesetz aufweisen und einen Gehalt von 10—12% An haben. Der Quarz findet sich meist in kleineren Körnchen, welche sich zwischen den einzelnen Feldspäten befinden, doch bilden die Quarzkörner auch grössere ganz reine Aggregate mit schöner Pflasterstruktur. An Glimmer finden sich grössere Schuppen von Muskowit, lokal angereichert, während wieder andere Partien des Gesteines ganz glimmerfrei sind.

2. *Gepresste Granite und Aplite.* Im Valea Someşului Mare finden sich, oberhalb von Rodna Veche, in der epizonalen Serie des Kristallins des öfteren kleine weissliche Einlagerungen von stark gepresst aussehenden Gesteinen, welche als epimetamorphe granitisch-aplitische Gesteine gedeutet werden können. Ein ähnliches Gestein beschreibt auch P. Rozlozsnik (107) aus dem Valea Mariei, welches jedoch nicht mehr in unseren Aufnahmsbereich fällt. Unser Gestein besteht aus grösseren Körnern von Mikroklin mit Gitterstruktur, Orthoklas und einem Plagioklas, vermischt mit Quarzkörnern. Die Feldspäte sind stark serizitisiert. Quarz findet sich manchmal in Linsen und Gängen angereichert. Es sind reichlich limonitische Verwitterungsprodukte vorhanden. An Glimmer findet sich Serizit sowie kleine Schuppen eines merkwürdigen, etwas baueritisierten Biotites, der einen Pleochroismus von $n\alpha$: gelblich, $n\beta$ und $n\gamma$: grün, aufweist.

3. *Epidiorite (Orthoamphibolite).* Im Valea Băilor, unterhalb des Bergwerkes kommt in der epizonalen Serie der kristallinen Schiefer ein massiges, dunkelgrünes, hartes Gestein als linsenförmige Einlagerung vor, welche der Izvorul Băilor in einer engen Schlucht, der «Präpastia Dracului» — «Teufelsschlucht» — durchschneidet. Sowohl Primics (49), als auch Rozlozsnik (55) und Reinhard (52) war dieses Gestein bekannt. Megaskopisch zeigt dieses Gestein eine dunkelgrüne Farbe, eine massige, nur ganz leicht schieferige Textur. Es lassen sich mit freiem Auge darin dunkelgrüne Hornblende und weisser trüber Feldspat erkennen, fernerhin kleine Epidotkörnchen, Chlorit und Serizit in ganz kleinen Schüppchen. Das Gestein zeigt auch eine Imprägnation mit Pyrit, die aber junger Entstehung ist und mit der jungen Mineralisation des Erzlagers von Rodna in Zusammenhang steht.

U. d. M. sind grosse Nadeln und Prismen von grüner Hornblende in ziemlich regelloser Anordnung erkennbar. Die Hornblende ist aber nur selten noch als solche frisch erhalten, meist ist sie vollständig uralitisiert oder in

Institutul Geologic al României

Chlorit verwandelt. Die Plagioklase, die ebenfalls in ziemlich grossen Individuen vorkommen, sind ganz saussuritisiert und mit feinen Serizit- und Epidotschüppchen erfüllt. Daneben finden sich noch frische wasserklare Feldspäte, welche dem Albit entsprechen und sekundäre Neubildungen darstellen. Durch die Umwandlung der Hornblende fand auch eine starke Neubildung von Epidot statt, der in grosser Menge in Form von kleinen Säulchen über den ganzen Schliff verstreut erscheint und besonders mit den ebenfalls aus Hornblende hervorgegangenen Chloritschuppen in inniger Verbindung steht. Daneben kommt Epidot auch in gröberen derben Massen vor. Als sekundäre Neubildung findet sich auch ziemlich viel Calcit. Die grösseren Plagioklase sind oft so stark serizitisiert, dass ihre Umrisse nicht mehr erkannt werden können. Der Serizit findet sich nicht nur in feinen Schüppchen innerhalb der Feldspäte, sondern bildet auch im Grundgewebe grössere Schuppen. Albit als Neubildung wurde bereits erwähnt. Als Neben- und Übergemengteile findet sich zunächst Titanit in kleinen Körnchen, dann Erz in grösseren Körnern, besonders als Neubildung durch die Umwandlung der Hornblende, Apatit in kleinen Körnern. Ferner finden sich noch viele limonitische Zersetzungsprodukte.

DIE INJEKTIONSGNEISE UND IHR KONTAKTMANTEL

DAS GNEISMASSIV IM VALEA REBREI

Im Oberlaufe des Valea Rebrei, ungefähr 1 km aufwärts von Poiana Mărului, schliesst das Tal ein Massiv von injiziertem Augengneis samt seinem Kontaktmantel auf. Bereits unterhalb der Mündung des Valea Bârloaiei stellen sich in der epizonalen Schieferserie, die sich im Rebratal bisher verfolgen liess, und die hier von Chloritschiefern, Quarziten und Phylliten gebildet wird, quarzreiche Glimmerschiefer mit Biotit ein, welche sehr feinschuppig sind. Weiterhin finden sich auch biotitführende Chloritschiefer. Diese Gesteine wechsellagern mehrmals mit der typischen epizonalen Serie. Talaufwärts nimmt der Biotitgehalt dieser Gesteine zu, der Biotit ist jedoch immer sehr feinschuppig ausgebildet. Circa 1 ½ km oberhalb der Mündung des Izvorul Bârloaiei steht im Rebratal Augengneis an, der talaufwärts bis über die Mündung des Pârâul Lespezilor anhält. Oberhalb der Mündung des Valea Lespezilor wechsellagern die Gneise wieder mit biotitführenden Glimmerschiefern und Chloritschiefern, um dann weiter talaufwärts wieder in grosser Mächtigkeit, z. T. als Augengneise, z. T. als feine harte Paragneise mit Biotit aufzutreten. Oberhalb der Mündung des Valea Crețiii schalten sich dem Gneis Amphibolitlagen dazwischen. Der mächtigste Amphibolitzug befindet sich in ca 1270 m Höhe, bei den Wasserfällen der Rebra. Der hier massig aussehende Amphibolit wird nach oben schieferig und auch etwas

Institutul Geologic al României

chloritisch. Weiter talaufwärts folgen gebänderte Amphibolite, darauf wieder Biotitschiefer und Paragneise. Noch vor Erreichung der Waldgrenze, in circa 1350 m Höhe, gehen diese Gesteine wieder in die typisch epizonale Gesteinsreihe über, in quarzreiche Serizit-Muskowitschiefer, welche nach oben noch einige kleinere Einschaltungen biotitführender Paragneise und Schiefer aufweisen.

Den Übergang des Kontaktmantels der Gneisserie in die epizonale Serie der kristallinen Schiefer kann man auch sehr gut im Valea Lespezilor verfolgen. Hier gehen in circa 1260 m Höhe die Augengneise in Biotit führende Chloritschiefer über. Diese selbst werden sehr bald von Serizit-Chlo-

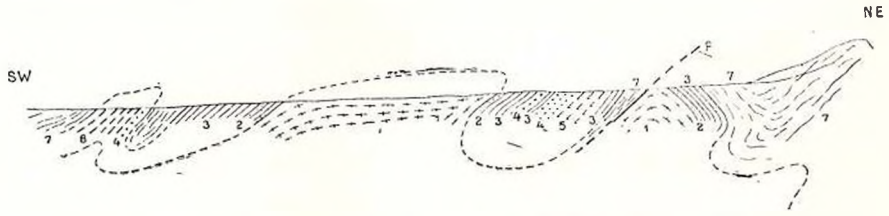


Fig. 1. — Profil durch den Oberlauf des Valea Rebrei.

1 : 84.000

1, Augengneis (Rebragneis); 2, Flasergneis und Biotit-Paragneis; 3, Feinschuppige Biotitschiefer; 4, Amphibolite; 5, Gebänderte Amphibolite; 6, Chloritschiefer mit Biotit; 7, Serizit-Chloritschiefer der Epizone.

ritschiefern abgelöst, die nur noch ganz selten Einlagerungen biotitführender Chloritschiefer enthalten. Seine grösste Ausdehnung besitzt jedoch der Kontaktmantel des Rebragneises gegen S hin, wo er aus dem Talweg der Rebra bis zu dem fast 2000 m hohen Kamm hinaufreicht, der den 1974 m hohen Vrf. Ţapului trägt. Diese grosse Mächtigkeit von über 1000 m scheint jedoch tektonisch, durch Überfaltung bedingt zu sein. (Siehe Profiltafel, Profil I). Unter dem Vrf. Ţapului wird das chloritische Kristallin der Epizone wieder biotitführend. Der Abstieg von dem Vrf. Ţapului über Kote 1795 in das Valea Rebrei schliesst wieder das ganze Profil dieses Kontaktmantels auf. Es finden sich biotitführende Glimmerschiefer und Biotit-Chloritschiefer, die seltener mit grobflaserigen Muskowitschiefern wechsellagern und die stellenweise durch Aufnahme von injiziertem Feldspat ein gneis- bis augengneisähnliches Aussehen gewinnen.

Tektonisch stellt sich das Gneismassiv des Valea Rebrei als eine ziemlich flache elliptische Aufwölbung dar, die nachher gefaltet wurde. In ihr finden sich mehrere grössere und kleinere Lamellen von injiziertem Augengneis in einer mesozonalen Metamorphismus aufweisenden Schieferserie, die nach aussen allmählich und unter mehrfachem Wechsel in die epizonale Serie übergeht. Wie weit der mesozonale Charakter dieser Gesteinsreihe bereits vor der Injektion — als Kern von Antiklinalzonen — vorhanden war und

Institutul Geologic al României

wie weit er als Folge und Wirkung der Gneisinjektionen (=Kontaktmantel) angesehen werden muss, kann vorläufig nicht endgültig entschieden werden.

Der petrographische Charakter dieser Serie ist sehr mannigfaltig und der Wechsel in der Gesteinsbeschaffenheit sehr gross.

1. *Augengneis des Valea Rebrei (Rebra-Gneis)*. Megaskopisch zeigen diese Augengneise eine grobflaserige bis lentikulare Textur, es finden sich in ihnen grosse, bis über 10 mm lange weisse Feldspataugen, die stets von groben Glimmerschuppen umflossen werden. Weiterhin finden sich parallel der Schieferung ziemlich reine Quarzlagen, die randlich ebenfalls von Glimmerlagen begrenzt werden und welche mit trüben feinschuppigen Serizitlagen abwechseln. U. d. M. zeigen die grossen Feldspataugen keine typische Mikroklingitterung, sie entsprechen dem Orthoklas und zeigen schöne perthitische Verwachsungen mit Albit. In ihnen finden sich auch kleine runde Quarzkörner eingeschlossen. Das Grundgewebe des Gesteines wird von nicht näher bestimmbaren, sehr stark serizitisiertem Plagioklas, Quarz und Glimmer gebildet. Der Quarz ist meistens in reinen Lagen und Linsen angereichert, welche, ebenso wie die grossen Feldspataugen, von groben Glimmerschuppen umflossen werden. Unter den Glimmern herrscht bei den meisten Varietäten der Biotit vor, der einen Pleochroismus von na: hellgelb, $n\gamma$: grünlich-braun aufweist. Manchmal zeigt der Biotit eine beginnende Chloritisierung und ist dann fast stets von Sagenitnadeln erfüllt. Muskowit findet sich oft in paralleler Verwachsung mit Biotit und wird in einigen Varietäten über den Biotit dominierend. Oft fehlen jedoch diesen Gesteinen grössere Muskowitschuppen überhaupt und Muskowit findet sich dann nur in Form ganz kleiner Schüppchen, zusammen mit Serizit, in den serizitischen Zonen. Die stark serizitischen Zonen stehen oft in Wechsellagerung mit reinen, frischen Quarzlagen, die aus meist undulös auslöschenden Quarzaggregaten bestehen. In den Serizitzonen zeigt sich die Einwirkung von Kataklase, die Gemengteile sind zerrieben und die Plagioklase fast ganz in Serizit umgewandelt. An akzessorischen Gemengteilen finden sich Apatit, Zirkon und Epidot. Es scheint wie wenn das Auftreten des Biotites in diesen Injektionsgneisen an eine grössere Ausdehnung des Vorkommens gebunden wäre. Die kleineren Gneislinsen haben einen recht spärlichen Biotitgehalt oder sind ganz frei davon. Ähnliches konnte auch I. ATANASIU in der Umgebung von Tulgheș beobachten.

2. *Flasergneis*. Nach oben gehen die Augengneise zunächst in Flasergneise dann in feinkörnige, bereits mehr den Charakter von reinen Paragesteinen aufweisende Gneise, und schliesslich in feinschuppige Biotitschiefer und in biotitführende Chloritschiefer über. Die Flasergneise unterscheiden sich megaskopisch von den Augengneisen durch das Fehlen

Institutul Geologic al României

von grossen Feldspataugen. U. d. M. sehen wir, dass diese Gesteine tektonisch stark in Anspruch genommen wurden. Die grösseren Feldspataugen erscheinen zerbrochen und werden von einem feinen Trümmergewebe von Quarz und Feldspat, sowie von serizitischen Zonen umgeben, welche aus Quarz, Feldspat, Biotit und Muskowitschüppchen bestehen. Neben diesen durchbewegt aussehenden Zonen finden sich auch frische Quarz-Plagioklaslagen, die von gröberschuppigen Biotit- und Muskowitlagen umgeben werden. Die grösseren zerbrochenen Orthoklase zeigen auch hier perthitische Verwachsungen. Im Allgemeinen enthalten diese Gesteine mehr Albit als die Augengneise. Im Kalifeldspat finden sich Albitflämmchen, Albit in Pflockstruktur und selbst kleine idiomorph ausgebildete Albitindividuen.

In noch höher gelegenen Teilen verschwinden die Augen von Kalifeldspat ganz, diese Gesteine bestehen aus linsen- bis lagenförmig angeordneten Gemengen von Quarz und Plagioklas. Der Orthoklas ist nur noch sehr selten in Gestalt kleiner Körnchen vorhanden. Der Plagioklas, in gut idiomorph ausgebildeten Individuen, hat circa 30% An. Die Quarz-Feldspatzonen sind fast frei von Glimmer. Der Glimmer, zum grössten Teil Biotit, ist in grossen Schuppen vorhanden und zeigt bereits eine beginnende Chloritisierung. Muskowit ist untergeordnet. Die Glimmer bilden ziemlich mächtige Zonen und Belage zwischen den einzelnen Quarz-Feldspatzonen. In den Glimmerzonen sind oft noch Reste von zersetzten Feldspäten zu sehen. An akzessorischen Gemengteilen finden sich Apatit und Epidot.

3. *Feinschuppige Biotitschiefer (z. T. gefeldspatet).* Nach oben werden die eben beschriebenen Flasergneise ärmer an Feldspat. Das Gestein besteht aus meist sehr frischen Quarzlagen, die aus einem Aggregat von verzahnten Individuen mit sehr wenig beigemengtem Plagioklas gebildet werden. Um diese Lagen legen sich streng parallel sehr feine Biotitschüppchen. Diese Zonen wechseln mit stark serizitischen Zonen ab. Die Gesteine weisen eine ausserordentlich feine Schieferung auf und sind streng parallel struiert. An akzessorischen Gemengteilen finden sich grössere Körner von Apatit, kleine Körnchen von Granat, ausserdem Zirkon, Rutil, Titanit.

4. *Chloritschiefer mit Biotit.* Die äusserste Zone der mesozonalen Gesteine wird von Chloritschiefern gebildet, die sich nur durch eine schwache Biotitführung von den Chloritschiefern der Epizone unterscheiden. In diesen Schiefern entspricht der Biotit einer Neubildung, er findet sich manchmal in der Form von Querbiotiten.

5. *Amphibolite.* Die Amphibolite, die bei den grossen Wasserfällen des Valea Rebrei anstehen, sind megaskopisch dunkelgrüne, nur undeutlich geschieferte Gesteine, welche neben Hornblende noch Granat und kleine weisse Albitkörnchen erkennen lassen.

Institutul Geologic al României

U. d. M. bestehen sie zum grossen Teil aus einem mehr oder weniger parallelen Gewebe von grüner Hornblende in gut ausgebildeten grossen Prismen, die oft eine Siebstruktur aufweisen. Der Pleochroismus der Hornblende ist $n\alpha$: gelblich, $n\beta$: hellgrün $n\gamma$: grün, Auslöschung $n\gamma : c = 18—20°$. Zwischen den grösseren Hornblendeprismen finden sich ziemlich häufig kleine Epidotsäulchen. Einsprenglinge von Granat in mittlerer Grösse sind sehr häufig. Selten finden sich kleine Linsen von wasserklarem Albit, die nur aus einem einzigen Individuum bestehen. An akzessorischen Gemengteilen findet sich: Titanit, Apatit, Zoisit und Erz.

DAS GNEISMASSIV IM VALEA ANIEȘULUI (ANIEȘGNEIS)

Im Unterlauf des Valea Anieșului ist zwischen dem Valea Ulmului und dem Valea Blidăresei ein ähnliches Massiv von Injektionsgneisen aufgeschlossen wie im Valea Rebrei, welches jedoch im Verhältnis zu diesem doch so charakteristische Unterschiede aufweist, dass es getrennt besprochen werden muss.

Die Anieș-Augengneise injizieren vor allem in epizonale Chloritschiefer und haben wohl der Kleinheit des Massives wegen bei weitem nicht so starke Kontaktwirkungen hervorgerufen wie die Injektionsgneise des Valea Rebrei. Im Valea Anieșului beginnen die Gneisinjektionen gleich oberhalb des Valea Ulmului. Es lassen sich hier keine festen Grenzen zwischen Gneis und Chloritschiefer ziehen. In den randlichen Zonen der Injektionsmasse sind die Gneise reicher an Quarzaugen. Gegen das Innere werden die Quarzaugen von Feldspataugen abgelöst. Seine schönste und typischeste Ausbildung erreicht der Anieșgneis im Gebiet der grossen Krümmungen des Anieștales, bei der Säge und beim alten Hegerhaus. Der Anieșgneis injiziert in Form mehrerer Lamellen besonders in Chlorit-Amphibolschiefer. Solche stehen z. B. gegenüber der Mündung des Valea Tomnaticului in guten Aufschlüssen an, weiterhin findet sich ein grosser Aufschluss dieser Schiefer bei der Brücke über den Anieș, wo auch ein alter Stollen (auf Kupfer getrieben?) heute noch zu sehen ist. Die Chloritschiefer sind in der Nähe des Gneises biotithältig, doch ist die Metamorphose bei weitem nicht so stark vorgeschritten wie im Valea Rebrei. Wo die Gneise an Serizit-Muskowitschiefer stossen, finden wir diese auch etwas höher metamorph, als wie es sonst in der epizonalen Serie der Fall zu sein pflegt. An Stelle des Serizit findet sich gut ausgebildeter Muskowit, seltener auch Biotit und Granat.

Vor Erreichung des Valea Blidăresei kreuzt ein zweiter Zug von Augengneis das Valea Anieșului, welcher sich auch im Valea Blidăresei talaufwärts verfolgen lässt. Im Valea Runcului, einem kleinen Seitental des Valea Anieșului, lässt sich die ganze injizierte Serie wieder sehr gut verfolgen. Mit den

Institutul Geologic al României

Augengneisen wechsellagern zunächst Epidot-Amphibolschiefer die schöne, bis 3 mm grosse Pyritwürfel eingesprengt enthalten. Es folgen darauf Chloritschiefer, Quarzitschiefer, Amphibolschiefer, ohne dass es der schlechten Aufschlussverhältnisse wegen möglich wäre, eine feste Grenze zwischen Gneis und Nebengestein zu ziehen. Die Gneise werden in den äusseren Randpartien noch schieferiger, dann werden die Injektionen immer spärlicher und hören schliesslich ganz auf. Auf die dunklen, grünen Chloritschiefer folgen nun Serizit-Chloritschiefer des gewöhnlichen epizonalen Typus. Im Valea Tomnaticului kann eine ähnliche Gesteinsfolge beobachtet werden. An der Mündung dieses Tales steht typischer Anieşgneis an, der in Amphibol-Epidotschiefer injiziert erscheint. Der Gneis hält talaufwärts nur eine kurze Strecke an. Es folgt auf ihn wieder eine Serie von Amphibol-Chloritschiefer sowie spärliche Biotitschiefer.

1. *Augengneis (Anieşgneis)*. Megaskopisch stellt der Anieşgneis einen hellen, serizitischen, gut geschieferten Gneis dar, in welchem sich 2—3 cm grosse weisse Augen von Orthoklas befinden, die in einem hellen, stark serizitischen Grundgewebe liegen. Parallel der Schieferung, manchmal sich auch um die Feldspataugen anschmiegend, finden sich grössere Muskowitschuppen. In dem serizitischen Grundgewebe wechsellagern fast reine Quarzlagen mit stark serizitischen Lagen. U. d. M. lassen sich grosse Orthoklasaugen von ziemlich frischem Aussehen erkennen, die oft zerbrochen, und deren Sprünge durch Quarz ausgeheilt erscheinen. In den grossen Orthoklasaugen finden sich auch unregelmässig begrenzte Albitpartien, die manchmal aber auch idiomorph ausgebildet sind und Zwillingsstreifung erkennen lassen. Das Grundgewebe, in dem diese grossen Feldspataugen liegen, besteht aus Quarz und Albitkörnern, welche in lagenförmigen Aggregaten parallel der Schieferung angeordnet sind und die mit stark serizitischen Lagen abwechseln. Neben den sehr feinschuppigen Serizitzonen finden sich auch grössere Muskowitlamellen, die parallel zur Schieferung gestellt sind. In den Serizitlagen kommen hie und da Reste von Feldspat vor. Der Quarz scheidet oft in ganz reinen Gängen und Linsen aus und bildet oft, besonders in den randlichen Partien der Injektionen, aus mehreren Körnern bestehende augenförmige Aggregate. Biotit ist im Anieşgneis nur sehr untergeordnet, in kleinen Schuppen vorhanden und dieses ist, ausser dem starken Serizitgehalt, ein Hauptunterscheidungsmerkmal gegenüber dem Rebragneis.

Oft tritt die Augentextur des Anieşgneises nicht deutlich hervor. In diesem Falle entsprechen die Anieşgneise plattig geschichteten, gut geschieferten weisslichen Gesteinen, deren Grundgewebe aus Quarz und Orthoklaskörnern ungefähr gleicher Grösse besteht, welches Lagen bildet. Auf den Schichtflächen finden sich grosse Muskowitlamellen. Biotit kommt auch hier nur in kleinen selten auftretenden Schuppen vor. Auch hier wech-

Institutul Geologic al României

seln reine Quarzlagen mit stark serizitischen Lagen ab. An Nebengemengteilen finden sich im Anieşgneis Apatit, Zirkon und Magnetit.

2. *Biotit-Granatglimmerschiefer (gefeldspatet).* Im Valea Tomnaticului finden sich über dem Anieşgneis flaserige Glimmerschiefer, die grosse Muskowit- und kleine Biotitschuppen sowie Granatkörner erkennen lassen. U. d. M. erkennt man weisse parallele Lagen von Quarz und Feldspat, wobei der Feldspat fast vollständig in Serizit übergegangen ist. Wahrscheinlich entspricht er einem Albit-Oligoklas. Quarz findet sich oft auch in reinen Linsen und Gängen. Die einzelnen Quarz-Feldspatlagen werden durch einen Belag von grösseren Muskowit-, vermischt mit kleineren Biotitschuppen von einander getrennt. In den Feldspäten finden sich auch oft kleine Epidotsäulchen als Zersetzungsprodukte, Epidot ist aber auch sonst in kleinen Säulchen vorhanden. Ferner findet sich noch ziemlich häufig Granat, wobei die kleinen runden Körner unregelmässige Verteilung aufweisen, grössere Körner erscheinen etwas in der Schieferungsrichtung gestreckt.

3. *Biotit-Epidot-Granatglimmerschiefer.* (Valea Tomnaticului). Megaskopisch zeigt dieses Gestein eine grünlich-graue Farbe und ist weiss-grünlich gesprenkelt. Es besitzt eine sehr gute Schieferung. Das Grundgewebe besteht aus Lagen von Quarz, Plagioklas und Serizit. Sehr stark serizitische dicke Schnüre ziehen durch das Gestein und trennen die reinen Quarzlagen von einander. In diesem Grundgewebe liegen grössere Biotitschuppen, die z. T. bereits eine beginnende Umwandlung in Chlorit zeigen. Die Granaten bilden grosse Körner von ca 650 μ Durchmesser. Daneben finden sich noch sehr schöne grosse idiomorphe Säulen von Epidot, die bis 1,2 mm lang werden. Als akzessorische Gemengteile finden sich Apatit in ziemlich grossen Körnern und kleine Körnchen von Zirkon.

4. *Biotit-Epidot-Chloritschiefer.* An der Mündung des Valea Tomnaticului und bei der Brücke beim Hegerhaus des Valea Anieşului stehen grüne, geschieferte, dem Chloritschiefer ähnliche Gesteine an, die parallel der Schieferung auf den Schichtflächen Biotitschüppchen erkennen lassen.

U. d. M. besteht das Gestein fast zur Gänze aus Biotitschüppchen, die mit Chloritschüppchen innig verwachsen sind. Der Biotit hat einen Pleochroismus von $n\alpha$: grünlich gelb, $n\gamma$: dunkel braungrün. Der Chlorit zeigt meist rostbraune Interferenzfarben und ist von grasgrüner bis blaugrüner Farbe. Epidot findet sich in kleinen Körnchen in unregelmässiger Verteilung über den ganzen Schliff. Als Nebengemengteile kommen kleinere Nadeln oder Prismen von grüner Hornblende vor. Im Grundgewebe ist meist auch ein wenig Quarz vorhanden, bei einigen Varietäten tritt der Quarzgehalt stärker hervor.

Institutul Geologic al României

5. *Chlorit-Epidotschiefer*. In diesen Gesteinen, die z. B. bei der Brücke im Valea Anieșului anstehen, ist Biotit fast gar nicht mehr vorhanden. Der Chlorit ist etwas gröberschuppig als er sonst in den rein epizonalen Chloritschiefern zu sein pflegt. Epidot findet sich in kurzen, gedrungenen Säulchen, meist allseitig von Chlorit umgeben. Quarz bildet grössere linsenförmige Aggregate, Amphibol kommt akzessorisch auch hier in einigen Prismen vor.

6. *Biotit-Muskowitschiefer*. Das Gestein ist gut geschiefert und sehr quarzarm. Quarz kommt nur in dünnen Lagen vor, die u. d. M. oft zerrieben aussehen. Die Hauptmasse des Gesteines wird von Glimmer gebildet, Biotit und Muskowit steht ungefähr im Verhältnis 1 : 1. Der Glimmer bildet grosse Schuppen, der Biotit hat einen Pleochroismus von $n\alpha$: hellgelb, $n\gamma$: braunrot. Achsenwinkel = 0. Einige stark serizitische Zonen, in denen noch kleine Biotitschüppchen erkennbar sind, durchziehen das Gestein.

DIE SERIE DER BRETILA

DAS PARAGNEISMASSIV DER BRETILA

Im Valea Bistriței Aurii findet sich an der Bretila, ungefähr von der Mündung des Valea Rusăii bis in die Nähe der Mündung des Valea Țibăului anhaltend, eine sehr steilgestellte Antiklinale von mesozonalen Gesteinen, welche beiderseits von typischen Serizit-Chloritschiefern flankiert wird. Die mesozonalen Gesteine sind hier, wie bereits Reinhard & Atanasiu (52) zeigten, durch Biotit und Amphibol führende Paragneise und geschichtete Amphibolite vertreten. Der Übergang gegen die epizonale Serie ist ziemlich scharf und unvermittelt.

Petrograpisch kann die Antiklinale von Bretila den Gneismassiven von Rebra und Anieș nicht gleichgestellt werden, ebenso wenig in genetischer Beziehung. Es fehlen hier die Injektionen von Augengneis, es fehlt der Kontaktmantel. Hingegen stimmt die Gesteinsfolge der Bretila sehr gut überein mit den von M. Savul (110) beschriebenen Gesteinen der Ostkarpathen südlich der Neagra und am Budacu, sowie mit den von I. Atanasiu (71) beschriebenen Gesteinen des Pârâul Noroiului und Ghețăriei nördlich von Tulgheș. Nach den Studien von M. Savul (110) tauchen diese Gesteine in den oben angeführten Gebieten ebenfalls antiklinalförmig unter der typischen Epizone auf. Die petrographische Ausbildung dieser Gesteine nähert sich sehr stark derjenigen der mesozonalen überschobenen Gruppe der Rodnaer Berge und der Ostkarpathen.

DAS GEBIET DES SOMEȘUL MARE

Ausser an der Bretila treten innerhalb der epizonalen kristallinen Serie an mehreren Stellen mesozonale Gesteine in kleinen Vorkommen

Institutul Geologic al României

auf, die gewöhnlich keine scharfe Abgrenzung gegen die epizonale Serie aufweisen, sondern allmählich in sie übergehen. Diese Gesteine stehen in keinem sichtbaren Zusammenhang zu Gneisinjektionen. Sie zeigen zum Teil ein diaphthoritisches Aussehen und so fällt es oft sehr schwer festzustellen, ob diese Gesteine höher metamorphe Glieder der epizonalen Serie darstellen, oder ob es sich bei ihnen um eingefaltete und eingezwängte Teile der mesozonalen überschobenen Decke, die nachträglich eine Diaphthorese erlitten haben, handelt.

Solche Vorkommen finden sich vor allem im Gebiet des Someșul Mare, oberhalb von Valea Mare, am rechten, westlichen Talhang des Someș, gegen den Șesdros zu. Hier finden sich, typisch epizonalen Gesteinen eingelagert, Granatglimmerschiefer und Biotitschiefer. Diese Gesteine sind sehr ähnlich den im Valea Someșului Mare oberhalb von Șanț und im Valea Cobășelului auftretenden Gesteinen, welche dort, ihrer tektonischen Stellung nach, als eingezwängte Synklinale der überschobenen mesozonalen Serie (siehe unten) aufgefasst werden müssen. Die tektonische Stellung der Gesteine am Șesdros ist nicht klar ersichtlich. Im N des Rodnaer Gebirges, im Valea Drăgușului finden sich, ebenfalls inmitten von epizonalen Serizitschiefern kleine Vorkommen von Granatglimmerschiefern und Hornblendegarbenschiefern von diaphthoritischem Aussehen, deren tektonische Stellung ebenfalls nicht näher zu bestimmen ist. In den oberen Lagen der kristallinen Kalke stellen sich öfters Einlagerungen von Granatglimmerschiefern ein, wie dies z. B. im Talgebiet des Cobășel, am Muntele Beneș und am Corongișul beobachtet werden kann.

PETROGRAPHISCHE BESCHREIBUNGEN

1. *Biotit-Amphibol-Paragneis* (Bretila). Megaskopisch zeigt das Gestein dunklere ungleichmässig begrenzte Partien in helleren Lagen, eine gut ausgeprägte Schieferung und ziemlich grobes Korn. U. d. M. sieht man, dass die hellen Partien zum grössten Teil aus Quarz, mit wenig Plagioklas untermischt, bestehen. Dabei bildet der Plagioklas grössere Körner als der Quarz. Er ist oft bereits stark serizitisiert und weist sehr selten Zwillingsbildung auf. Er entspricht einem sauren Oligoklas. Der Quarz zeigt oft verzahntes Gefüge und bildet oft reine linsenförmige Ausscheidungen. In den dunklen Partien des Gesteines findet sich weniger Quarz, dafür etwas mehr Plagioklas und dazu grosse Schuppen von Biotit und Hornblende. Der Biotit bildet grosse Schuppen, er hat einen Pleochroismus von $n\alpha$: hellgelb, $n\gamma$: dunkelbraun und findet sich häufig in inniger Verbindung mit der Hornblende, welche noch grössere Individuen als der Biotit bildet, und zwar längliche Prismen und Nadeln. Sie zeigt oft Quarzeinschlüsse. Ihr Pleochroismus ist $n\alpha$: hellgelblich, $n\beta$: grün, $n\gamma$: dunkelgrün, Auslöschung $n\gamma : c = 19^{\circ}$. Es

Institutul Geologic al României

handelt sich um grüne Hornblende. Als Nebengemengteile findet sich viel Erz, besonders in den dunklen Partien, am Biotit und an der Hornblende, Epidot in kleinen Körnern und Säulchen, Apatit in grossen Säulen und schliesslich sekundärer Chlorit.

2. *Geschieferte Amphibolite* (Bretila). Die Amphibolite bilden Zwischenlagen zwischen den oben beschriebenen Gesteinen und zeigen megaskopisch eine gute Schieferung. U. d. M. bildet die grüne Hornblende parallel gelagerte lange Nadeln und Prismen, welche das Gestein zum grössten Teil zusammensetzen. Der Pleochroismus beträgt $n\alpha$: gelbgrün, $n\beta$: grün, $n\gamma$: dunkelgrün, selten blaugrün. Die Auslöschung $n\gamma : c = 15—20°$. Der Epidot bildet kleine längliche Säulen, parallel der Schieferung angeordnet. Feldspat findet sich in Form einiger kleiner Körnchen die oft auch als Einschlüsse in der Hornblende auftreten und wahrscheinlich dem Albit entsprechen. Als Nebengemengteile finden sich kleine Körnchen von Titanit in Begleitung der Hornblende.

3. *Granatglimmerschiefer*. (Picior Şesdros--Someşul Mare). Diese Gesteine bestehen aus gut geschieferten parallelen Quarzlagen mit undulös auslöschenden Quarzindividuen, die durch ziemlich dicke Belage von grossen Muskowitschuppen voneinander getrennt sind. Biotit ist sehr wenig vorhanden, doch scheint ein Teil des Chlorites, der reichlich vertreten ist, aus Biotit hervorgegangen zu sein. Granat findet sich ziemlich häufig in Form von mittelgrossen Körnern. Als Nebengemengteil findet sich noch Turmalin in ziemlicher Menge in grösseren Säulchen, als akzessorische Gemengteile kommen Rutil, Zirkon und Erz vor.

4. *Biotit-Amphibol-Granatschiefer*. Dies Gestein ist sehr feinschuppig, es hat fast phyllitisches Aussehen. Die Schichtflächen zeigen einen feinen Serizit-Belag, in dem sich grössere Hornblendenadeln und kleine Biotitschuppen finden. U. d. M. besteht das Gestein aus Lagen von Quarz und Albit-Oligoklas in etwas in der Schieferungsrichtung gestreckten Körnern. Parallel der Schieferung finden sich längere schlanke Hornblendeprismen mit einem Pleochroismus $n\alpha$: hellgrün, $n\gamma$: blaugrün, Auslöschung $n\gamma : c = 14°$; Granat findet sich in vielen kleinen Körnern. Der Muskowit hat die Form kleiner, der Schieferung parallel gestellter Schuppen und bildet einen Belag auf den Quarz-Feldspatlagen. In diesem Belag finden sich auch kleinere, ebenfalls parallel angeordnete Schuppen von Biotit. Als Nebengemengteile finden sich Apatit, Magnetit, Titanit, Rutil, Zirkon.

5. *Albit-Muskowit-Chloritschiefer*. Das Gestein ist grobflaserig, gut geschiefert, der Muskowit bildet dicke Lagen und Packete; in ihnen finden sich frisch aussehende Albite. Biotit ist nur noch in Spuren zu sehen, er ist fast

Institutul Geologic al României

ganz in grobschuppigen Chlorit umgewandelt. Als akzessorische Gemengteile finden sich wenige Körner von Granat, kleine Säulchen von Turmalin, Titanit, Rutil und Zirkon.

6. *Hornblendegarbenschiefer mit Biotit und Granat.* (Valea Drăgușului). Megaskopisch ist dies ein gut geschiefertes Gestein, welches aus Quarzlagen mit Serizit-Chloritbelag auf den Schichtflächen besteht. Darin sieht man längere Hornblendenädelchen. U. d. M. zeigt sich ein sehr feinkörniges Grundgewebe von Quarz und Albit mit guter Schieferung, dazwischen finden sich in paralleler Lagerung viele Serizit- und Chloritschüppchen, die aber mehr verstreut als zu eigenen Lagen vereinigt vorkommen. Die Hornblende bildet deutlich idioblastische Nadeln und Stengel, ihr Pleochroismus beträgt: $n\alpha$: gelblichgrün, $n\beta$: grün und $n\gamma$: bläulichgrün. Biotit ist in wenigen Schuppen vorhanden, sein Pleochroismus ist $n\alpha$: hellgelb, $n\gamma$: braun. Er ist zum grössten Teil bereits in Chloritschuppen umgewandelt, ebenso ist auch die Hornblende z. T. chloritisiert. Granat findet sich nur in kleinen zerbrochenen Körnchen. Als akzessorische Gemengteile treten auf: Epidot, besonders in der Nähe der Hornblende und des Magnetites, Apatit, Turmalin, Zirkon und wenig Magnetit.

Neben diesem frischen Gestein, das aber auch schon eine beginnende Umwandlung der Hornblende zeigt, finden sich auch stärker diaphthoritische Typen, bei denen die Hornblende vollkommen in Bastit oder Uralit, z. T. in Chlorit übergegangen ist. Biotit ist fast gar nicht mehr erhalten. Grössere Schuppen von Chlorit stellen das Umwandlungsprodukt der Hornblende und des Biotites dar. Der Granat ist fast ganz in Auflösung begriffen und meist ganz von Chlorit umgeben. Neben dem Chlorit finden sich in diesen Typen viele Epidotsäulchen.

7. *Serizit-Chloritschiefer mit Granat.* Diese Schiefer entsprechen in ihrem Mineralbestand und ihrer Struktur im Grossen Ganzen den Serizit-Chloritschiefern der Epizone. Das Grundgewebe besteht aus dünnen Quarzlagen mit serizitisch-chloritischem Belag. Albit ist manchmal in kleineren Mengen vorhanden. Der Granat bildet grössere runde bis elliptische Körner, hat Quarzeinschlüsse, ist oft gesprungen und zerbrochen, wobei die Sprünge mit Serizit und Chlorit ausgefüllt erscheinen. An Übergemengteilen findet sich Titanit, Epidot, Apatit, Turmalin und wenig Erz.

DIE MESOZONALE SERIE DES KRISTALLINS

Die mesozonale Serie des Kristallins hat ihre Hauptverbreitung im SW des Rodnaer Gebirges, wo sie, im Unterlauf des Valea Rebrii, Valea Cormaici usw. gut aufgeschlossen erscheint und eine konstante Streich- und

Institutul Geologic al României

Fallrichtung von NW-SE, 60° SW aufweist. Am Südrand des Rodnaer Gebirges dreht sich ihr Streichen, es wird E-W und passt sich dem jungen südlichen Bruchrand des kristallinen Massives an. Die mesozonale Serie liegt in diesem ganzen Gebiet deutlich dem epizonalen Kristallin auf. Im NE des Rodnaer Gebirges, im Gebiet des Ineu, schwimmt weiterhin eine grosse Deckscholle mesozonalen Kristallins auf der epizonalen Serie.

Die mesozonale Serie des Kristallins stellt im grossen ganzen eine Sedimentfolge dar, die aus Sandsteinen, Tonschiefern, Mergeln und Kalken bestand, also eine Serie, die dem Ausgangsmaterial nach sich nicht sehr von der epizonalen Serie unterscheidet. Sie erhält dagegen ihr charakteristisches von der epizonalen Serie völlig abweichendes Gepräge durch einen ausgesprochen mesozonalen Regionalmetamorphismus, der stellenweise jedoch durch eine später einsetzende Diaphthorese wieder zerstört wurde und dann nicht mehr klar in Erscheinung treten kann. Magmatische Beeinflussung und eruptive Gesteine können in dieser Serie nur in sehr geringem Ausmass festgestellt werden. So finden sich hie und da kleine Linsen eines Biotit führenden, schwach augengneisartig ausgebildeten Orthogneises. Die vielen Amphibolite dieser Serie entsprechen zum gr. T. mergeligen Sedimenten. Sie kommen in konkordantem Schichtverband mit den übrigen kristallinen Schiefern vor. Einige andere Amphibolite könnten auch von magmatischen Gesteinen abstammen, andere wieder Assimilationserscheinungen an kristallinen Kalken darstellen. Die zahlreichen kleinen Pegmatitlinsen, die stellenweise dieses Kristallin durchschwärmen, zeigen fast durchwegs das Fehlen von Kalifeldspat. Ihre Feldspatmassen bestehen aus denselben Plagioklasen, wie die der sie umgebenden Paragneise, auch lassen sich oft keine scharfen Grenzen der Pegmatitlinsen erkennen, sodass es sich hier um Parapegmatite, eine « selektive Solution » während der Regionalmetamorphose handelt. Kleinere Linsen und Nester von früheren basischen Eruptivgesteinen sind heute in Form von basischen, Augit und Hornblende führenden Gesteinen vorhanden.

In der mesozonalen Serie des Kristallins können wir folgende Glieder unterscheiden :

1. *Orthogneise.* Die Orthogneise der mesozonalen Serie haben eine recht geringe Verbreitung und finden sich nur in Form ganz kleiner, kaum kartierbarer Linsen und Fetzen im Bereich der Paragesteine der mesozonalen Serie. Solche Vorkommen sind z. B. aufgeschlossen im Valea Rebrei, inmitten von Biotit-Paragneisen und Biotit-Muskowitschiefern ; in der Deckscholle des Ineu befindet sich ein kleines Vorkommen von Orthogneis am Piciorul Ciungii.

Die Gneise des Valea Rebrei zeigen in einem schieferigen Grundgewebe kleinere Individuen von K-Feldspat, der sich u. d. M. als Orthoklas, mit

Institutul Geologic al României

perthitischer Verwachsung, teilweise auch als Mikroklin erweist und in ein feinkörnigeres Gewebe von Quarz und Plagioklas eingebettet erscheint. Die Plagioklase sind oft serizitisiert, weisen gute Zwillingsstreifung auf und haben einen An-Gehalt von 7—10% An. Myrmekitbildung lässt sich stellenweise zwischen Plagioklas und Quarz beobachten. Parallel der Schieferung findet sich ein Belag von Glimmerschuppen, wobei bei einigen Varietäten (denjenigen mit besser ausgeprägter Augenbildung) der Muskowit, bei den übrigen der Biotit überwiegt. Als Übergemengteile findet sich Granat in kleinen Körnchen, Titanit und Magnetit.

Die Orthogneise des Piciorul Ciungii sind den Gneisen des Valea Rebrei ähnlich. Es finden sich auch hier grössere Augen von Kalifeldspat, die öfters perthitische Verwachsungen zeigen, während Mikroklingitterung nicht beobachtet werden kann. Das frisch aussehende Grundgewebe besteht aus sehr frischen in der Schieferungsrichtung angeordneten Kristalloblasten von Quarz und Plagioklas, die oft verzahnte Struktur aufweisen.

Die Glimmerschuppen liegen parallel der Schieferung. Die Muskowitlamellen sind oft kurz und dick, die Biotitlamellen sind kleiner und finden sich seltener als die Muskowitlamellen. Ausserdem lassen sich noch kleinere Schuppen und Fetzen von Chlorit in unregelmässiger Verteilung z. T. auch auf Sprüngen des Granat erkennen, welcher in kleinen Körnchen vorkommt. Als weitere Neben- und Übergemengteile finden sich Apatit in grösseren Körnern und kleine Körnchen von Zirkon, Rutil, Titanit.

2. *Biotitparagneise.* Die Biotitparagneise bilden eines der verbreitetesten Glieder der mesozonalen Serie. Es scheint, wie wenn ihre Verbreitung im SW des Rodnaer Gebirges grösser wäre als in der Deckscholle des Ineu. Die Biotitparagneise stellen keinen bereits in der Natur gut erkennbaren Horizont oder Typus dar, sondern sind durch Übergänge auf das Innigste mit den Biotit-Muskowitschiefern (durch allmähliches Zurücktreten der Plagioklase und Zunahme des Muskowites), mit den Amphibol-Biotitschiefern (durch Zunahme des Amphibolgehaltes), mit den Granatglimmerschiefern (durch Zunahme des Granatgehaltes) verbunden. Alle diese Gesteine treten in einer engen Wechsellagerung auf, sodass eine Kartierung der einzelnen Horizonte zur Unmöglichkeit wird.

Dieselben Schwierigkeiten ergeben sich auch bei der mikroskopischen Untersuchung mit Bezug auf die Abgrenzung dieses Typus. Es werden hier als Biotitparagneise Gesteine mit einem in die Augen fallenden Gehalt an Plagioklas, sowie einem deutlich den Muskowit überwiegenden Biotitgehalt zusammengefasst. U. d. M. bestehen die Biotitparagneise aus einem Grundgewebe von Quarz und Plagioklas, welches bereits eine deutliche Schieferung erkennen lässt. Der Quarz zeigt meist undulöse Auslöschung, der Plagioklas ist meist etwas serizitisiert. Der Plagioklasgehalt, das Verhältnis Plagioklas :

Institutul Geologic al României

Quarz wechselt sehr stark. Vom Verhältnis 1 : 1 lassen sich Übergänge bis zu den plagioklas-armen oder -freien Biotit-Muskowitschiefern feststellen. Der Plagioklas entspricht einem sauren Oligoklas. In verschiedenen Schliffen wurde 16—20% An ermittelt. Oft zeigt der Plagioklas inverse Zonenstruktur, mit schönen stetigen Übergängen, wobei in einigen Fällen im Kern 4—10% An, am Rand 11—16% An gemessen werden konnte. Der Glimmergehalt der Biotitparagneise wechselt ebenfalls sehr stark. Besonders die plagioklasreichen Typen zeigen einen überwiegenden Biotitgehalt, wobei der Muskowit stark zurücktritt. In diesen Typen bildet der Biotit einzelne, in der Schieferungsrichtung angeordnete Schuppen, ohne einen zusammenhängenden Belag zu schaffen. Mit der Vermehrung des Muskowites werden auch die Biotitschuppen grösser und die Glimmer schliessen sich auf den Schichtflächen zu zusammenhängenden Belagen zusammen. Diese Typen leiten, unter gleichzeitiger Verminderung des Plagioklasgehaltes, zu den Biotit-Muskowitschiefern über. Die Farbe des Biotites wechselt bei den verschiedenen Typen. Gewöhnlich hat er die typische rotbraune Farbe der Biotite der kristallinen Schiefer, seltener ist er dunkelbraun. Beginnende Ausbleichung (Baueritisierung) und beginnende Umwandlung in Chlorit ist öfters zu beobachten. Im Biotit finden sich fast stets pleochroitische Höfe um kleine Zirkonsäulchen, sowie Sagenitnadeln. Ein nie fehlender Gemengteil der Biotitparagneise ist der Granat, welcher in wechselnden Mengen und Korngrössen vorkommt. Er entspricht dem Almandin. Er ist oft durchlöchert, enthält Quarzeinschlüsse, in einem Fall auch kleine Turmalinsäulchen. Oft erscheinen die Granaten in Auflösung begriffen, auf den Spalten und Sprüngen ist dann neugebildeter Chlorit zu beobachten. In einigen Fällen (Vrf. Dușului, Valea Cormaiei) enthalten die Biotitparagneise auch einige grössere porphyroblastische Nadeln von grüner Hornblende, welche mehr oder weniger parallel der Schieferungsrichtung angeordnet erscheinen. Durch Überhandnahme des Amphibols leiten sie zu den Biotit-Amphibolschiefern über, oder auch zu Amphiboliten ohne jeden Biotitgehalt, jedoch reichlich granatführend (Valea Rebrei, Muntele Craiul und Valea Cobășelului). Bei Anwesenheit von Amphibol zeigen die Biotitparagneise auch einen Gehalt an Epidot als Übergemengteil. Als andere weit verbreitete Übergemengteile treten noch regelmässig auf: Apatit, seltener Titanit, Zirkon (im Biotit), Rutil (Sagenit im Biotit), Turmalin und Erz.

In der Nähe der Überschiebung der mesozonalen Gruppe auf das epizonale Kristallin erscheinen die Biotitparagneise oft diaphthoritisiert, wobei charakteristische Änderungen in Mineralbestand und Struktur auftreten. Besonders gut ist die Diaphthorese der Biotitparagneise im Valea Cobășelului in der tiefgelegenen, eingezwängten Synklinale des mesozonalen Kristallins zu beobachten. Der Habitus der Gesteine wird dabei feiner schieferig.

Institutul Geologic al României

U. d. M. beobachtet man ein kataklastisches Grundgewebe von zerriebenem Quarz und Plagioklas. Der Feldspat ist oft albitisch. Die Schieferung wird besonders durch zahlreiche Chloritschüppchen zum Ausdruck gebracht, die, wie deutlich gesehen werden kann, aus Biotit hervorgegangen sind. Es finden sich innerhalb der Chloritschuppen noch Reste der biotitischen Substanz. Daneben finden sich auch grössere Schuppen von Biotit, die auch bereits beginnende Chloritisierung zeigen. In anderen Fällen ist jedoch der Biotit ganz frisch und zeigt pleochroitische Höfe um Zirkon. Der Granat zeigt eine beginnende Umwandlung in Chlorit und eine durch Druck hervorgerufene Zertrümmerung und Auswalzung der grösseren Körner. Als Neben- und Übergemengteile kommen auch hier vor : Turmalin, Epidot, Apatit, Magnetit. Der ursprüngliche Muskowit ist oft zu Serizit umgewandelt, z. T. stammt der Serizit auch aus den saussuritisierten Plagioklasen.

3. *Biotit-Muskowitschiefer*. Wie bereits oben erwähnt, entwickeln sich die Biotit-Muskowitschiefer durch allmählichen Zurücktritt des Plagioklases und durch Vorherrschen des Muskowites aus den Biotitparagneisen, sodass eine genaue Abgrenzung selbst beim mikroskopischen Studium nicht möglich ist. Ihr Hauptverbreitungsgebiet ist dasselbe wie dasjenige der Biotitparagneise ; sie finden sich meistens im SW und im S des Rodnaer Gebirges, in der sogenannten Wurzelzone der Decke und sind in der Deckscholle des Ineu seltener zu finden.

Im Talgebiet des Valea Rebrei und des Valea Cormaiei finden sich zunächst Typen, die sehr wenig Plagioklas enthalten, dafür jedoch viel Biotit in kleineren Schuppen und sehr viel Granat in kleinen, dicht aneinander liegenden Körnchen. Neben dem Biotit tritt auch Chlorit in kleinen Schüppchen auf. Andere Typen weisen eine ganz ausgezeichnete Schieferung mit Glimmerbelag auf den Schieferungsflächen auf. U. d. M. sieht man dünne fast reine Quarzlagen mit nur sehr wenig saurem Oligoklas untermischt. Diese leukokraten Lagen werden von durch das ganze Gestein hinziehenden, zusammenhängenden Glimmerlagen abgetrennt. Die Glimmer sind streng parallel der Schieferung orientiert, meistens überwiegt bereits der Muskowit. Es finden sich oft parallele Verwachsungen zwischen Biotit und Muskowit. Granat tritt nur selten auf. Als Übergemengteile finden sich Epidot, Titanit und Magnetit.

In der Gegend nordöstlich von Rodna Veche, an der Fața Tăului sowie im Valea Someșului Mare finden sich innerhalb der mesozonalen Gruppe Biotit-Muskowitschiefer von etwas anderem Aussehen. Es sind dies grobflaserige Glimmerschiefer, sehr quarzreich, wobei der Quarz in reinen Linsen und Lagen in der Schieferungsrichtung angeordnet erscheint. U. d. M. sieht man, dass die einzelnen Quarzlagen mit einem feinen Gewebe von Quarz-

Institutul Geologic al României

körnchen und Serizitschüppchen, seltener auch Biotitschüppchen, wechsellagern. In diesem feinkörnigen Gewebe liegen nun grössere Porphyroblasten von Biotit, die eine sehr unregelmässige Lage haben ; teils sind sie der Schieferung parallel, teils quergestellt (Querbiotite). An Übergemengteilen finden sich Apatit, Turmalin, Zirkon und Erz.

Oberhalb von Rodna Veche, an dem « Fântânelele » genannten Hang weisen die Biotit-Muskowitschiefer wieder einen anderen Habitus auf. Durch ihre Feinschuppigkeit und ihre nicht so deutlich ausgeprägte Schieferung nähert sich ihre Textur den Hornfelstexturen. Das Grundgewebe besteht aus kleinen Quarzkörnchen und Serizitschüppchen, mit sehr wenig Plagioklas untermischt. Der Biotit tritt unregelmässig in Form kleiner Schüppchen, daneben auch in Form grösserer Porphyroblasten auf. Typisch ist das Vorhandensein von grösseren Granatkörnern, welche nicht von dem Grundgewebe umflossen werden, sondern die Struktur des Grundgewebes garnicht verändern und wie Fremdkörper im Gewebe des Gesteines liegen. Als Übergemengteil findet sich noch Turmalin in kleinen Mengen. Man ist versucht, hier an Kontaktwirkungen zu denken, was bereits ROZLOZSNIK (55) 1907 tat. Es sind jedoch hier keine Zusammenhänge mit irgendwelchen Eruptivgesteinen erkennbar. Im Verband mit diesen Gesteinen kommen aber auch gröberschuppige mesozonale Gesteine sowie geschieferte Amphibolite vor, sodass die feinere Textur wohl durch die besondere Feinheit des sedimentären Ausgangsgesteines erklärt werden muss.

In den unteren Partien der mesozonalen Serie finden sich, in Wechsellagerung mit den dünnen unteren Kalkhorizonten wieder etwas abweichend ausgebildete Biotit-Muskowitschiefer, so z. B. im Valea Blasnei. Es sind dies sehr dünnschieferige Glimmerschiefer, die auf den sehr ebenen Schichtflächen grössere parallele Schuppen von Biotit und Muskowit erkennen lassen. U. d. M. erkennt man dünne Lagen von Quarz, die aus gestreckten, verzahnten Körnern mit undulöser Auslöschung zusammengesetzt sind. Auf den Schichtflächen liegen fast in zusammenhängendem Belag sehr dünne Schnüre von Glimmer, Muskowit und Biotit in ungefähr demselben Verhältnis. Als Neben- und Übergemengteil findet sich spärlich Calcit, sehr viel Apatit in grösseren, etwas gestreckten Körnern, wenig Zirkon und Rutil.

4. *Biotit-Quarzite.* Die Biotit-Paragneise, z. T. auch die Biotit-Muskowitschiefer weisen öfters, besonders im Talgebiet des Valea Rebrei, allmähliche Übergänge zu Biotit-Quarziten auf. Der Glimmergehalt obiger Gesteine nimmt soweit ab, dass die Glimmer, vor allem der Biotit, keinen zusammenhängenden Belag mehr bilden und schliesslich nur noch in kleineren oder grösseren isoliert dastehenden Schuppen vorhanden sind. Das Grundgewebe besteht dabei aus Quarzkörnern, mehr oder weniger untermischt mit Plagioklas. Das Grundgewebe zeigt dabei deutliche Schieferung. Die Biotitlamellen liegen

Institutul Geologic al României

auch meist parallel der Schieferung. Doch ist die Schieferung des Gesteines nicht nur durch den Glimmerbelag bedingt, sondern auch im Grundgewebe ausgeprägt.

5. *Granatglimmerschiefer.* Unter der Bezeichnung Granatglimmerschiefer müssen wir wieder Gesteine zusammenfassen, die in Mineralbestand und Textur sich nicht gleichen, sondern in mehrfacher Beziehung Übergänge darstellen. So lassen sich zunächst zu den Biotit-Muskowitschiefern Übergänge feststellen. Die Biotit-Muskowitschiefer, welche in ihrem reinen Typus granatfrei sind, werden oft granatführend und erhalten dabei eine mehr oder weniger grobflaserige, porphyroblastische Textur. Der Glimmergehalt, ebenso das Verhältnis Biotit : Muskowit wechselt auch hier sehr stark, ebenso kann auch der Plagioklasgehalt so weit steigen, dass sich auch Übergänge zu den stets granatführenden Biotitparagneisen aufweisen lassen.

Übergänge von Biotit-Muskowitschiefern zu Granatglimmerschiefern finden sich besonders in der Wurzelregion im Talgebiete des Valea Rebrei und des Valea Cormaiei. Die Gesteine zeigen meist ein gut geschiefertes Grundgewebe, bestehend aus einzelnen Quarzlagen mit wenig Plagioklas untermischt. Die Quarzlagen zeigen meist plattiges Gefüge und verzahnte Struktur. Die Glimmerlagen sind sehr dünn. Oft finden sich nur Lamellen von Muskowit und Chlorit (Dealu Petrelor), oft ist auch in gleichem Verhältnis Biotit beigemischt. Der Biotit hat meist eine rötlich-braune Farbe und zeigt pleochroitische Höfe um Zirkon. Oft zeigt sich bereits eine beginnende Umwandlung des Biotites in Chlorit. Der Biotit kann (Detunata) den Muskowit auch durchaus überwiegen und tritt oft in grossen Porphyroblasten auf. Die Granaten dieser Übergangstypen sind noch so klein, dass durch sie noch keine porphyroblastische Textur des Gesteines geschaffen wird. Sie erreichen einen Durchmesser bis zu 4 mm. Als Nebengemengteile finden sich Epidot, Apatit, Zirkon, Titanit und Erz.

Die groblepidoblastischen-porphyroblastischen Granatglimmerschiefer besitzen im Rodnaer Gebirge ebenfalls eine grosse Verbreitung. Hauptsächlich findet man sie in guter typischer Entwicklung in der mesozonalen Deckscholle des Ineu vertreten, die sie zum grössten Teil, in Wechsellagerung mit geschieferten Amphiboliten, kristallinen Kalken und Hornblendegarbenschiefern, aufbauen. Die Granatglimmerschiefer der Gipfelregion des Ineu, des Ineuț und der dazugehörigen Kämme weisen eine typisch porphyroblastisch-lepidoblastische Struktur und eine lentikular-flaserige Textur auf. Die dicht aneinander liegenden Porphyroblasten werden von Granat, von rötlichem Almandin gebildet, der bis zu 10—15 mm Durchmesser erreichen kann. U. d. M. beobachtet man ein meist etwas kataklastisches Grundgewebe, das von Quarzkörnern, wenig untermischtem albitischen Plagioklas und Serizitschuppen gebildet wird. Der Biotit ist oft nur in kleinen Schuppen vorhan-

Institutul Geologic al României

den, bildet aber in den Schiefern des Ineukammes stellenweise auch grosse Porphyroblasten mit schönen pleochroitischen Höfen um Zirkon. Die Hauptmasse des Glimmers besteht jedoch aus grossen, oft in dickeren Packeten übereinanderliegenden Muskowitschuppen, die einen zusammenhängenden Belag bilden und die grossen Granateinsprenglinge umfliessen, in deren Druckschatten dabei frischer Quarz auskristallisiert. Neben Muskowit finden sich in fast allen Granatglimmerschiefern grosse Schuppen und Fetzen von Chlorit, der wenigstens teilweise durch Diaphthorese aus Biotit hervorgegangen ist. Wo noch Biotit vorhanden ist, ist oft eine beginnende Chloritisierung zu beobachten. Die Granaten sind rötlich, entsprechen dem Almandin und lassen oft gute hexagonale Querschnitte erkennen. Oft sind sie jedoch ohne kristallographische Begrenzung, zeigen Einschlüsse von kleinen Quarzkörnchen, auf Rissen und Sprüngen findet sich Chlorit, oft erscheinen die Granaten aufgelöst und sind in diesem Fall in eine Chloritmasse eingebettet. Charakteristisch für alle Granatglimmerschiefer der Gegend des Ineu ist ein schwacher, jedoch konstant auftretender Gehalt an grüner Hornblende, welche in länglichen, oft beiderseitig zugespitzten Prismen sporadisch auftritt, ähnlich, wenn auch in viel geringerem Masse, wie bei den Hornblendegarbenschiefern. Die Hornblende entspricht der grünen Hornblende. Sie ist stets der Schieferung parallel gelagert. An Neben- und Übergemengteilen sind nachgewiesen : spärliche Epidotnadeln und Säulchen, wohl aus dem Amphibol hervorgegangen, selten Turmalin in kleinen Körnern, Zoisit, Apatit, Magnetit. Am Vrf. Ineuțului zeigen die Granatglimmerschiefer eine ziemlich starke Imprägnation von graphitischem schwarzen Pigment, welches nicht nur das Grundgewebe sondern auch die Granaten dicht erfüllt.

6. *Staurolith-Granatglimmerschiefer.* Diese Schiefer wurden nur oberhalb des Bahnhofes von Rodna Veche, an dem « Fântânelele » genannten Hang festgestellt. Es sind grobflaserige Biotit-Schiefer, die grosse Einsprenglinge von Granat und Staurolith enthalten. Das Grundgewebe besteht aus Quarzkörnern mit sehr wenig Plagioklas vermischt und kleinen Serizit-Muskowitschüppchen. Biotit ist zunächst auch in kleineren Schüppchen vorhanden. Reine, dünne Quarzschnüre durchziehen das Gestein. Als Porphyroblasten sind wahrnehmbar : Grosse Biotitschuppen, oft quergestellt, mit Einschlüssen von Quarz, Serizit und kleinen Granatkörnchen. Der Biotit zeigt einen Pleochroismus von $n\alpha$: hellgelb, $n\beta$, $n\gamma$: braun. Granat ist in grossen lichtrosa gefärbten hexagonalen Idioblasten (Almandin), meist gesprungen, vorhanden. Staurolith in grossen länglichen Säulen, Pleochroismus $n\alpha$, $n\beta$: hellgelb, $n\gamma$: lebhaft gelb, Doppelbrechung $n\gamma$-$n\alpha = 0{,}01$, $n\gamma$-$n\beta = 0{,}0047$ (gemessen mit Berek'schem Kompensator). Die einzelnen grossen Staurolithindividuen sind oft zertrümmert und weitgehend aufgelöst. Sie zeigen eine ausgesprochene Siebstruktur, wobei die Hohlräume von Quarz ausgefüllt werden.

Institutul Geologic al României

7. *Disthen-Granatglimmerschiefer.* Disthen-Granatglimmerschiefer wurden im Valea Rebrei, oberhalb von Parva und im Valea Rebrișoarei beobachtet. Im Valea Rebrei finden sie sich Biotitparagneisen zwischengelagert. Das Grundgewebe besteht u. d. M. aus engverzahnten, langgestreckten Quarzkörnern. In ihm finden sich grosse Individuen von Disthen in grosser Menge. Der Disthen ist langtafelig ausgebildet und farblos. Fernerhin findet sich Hornblende in grösseren längeren Prismen. Biotit ist nur spärlich in grösseren Schuppen vorhanden. Granat findet sich ziemlich häufig in Form kleiner Körnchen.

Der Disthen-Granatglimmerschiefer des Valea Rebrișoarei weist megaskopisch bereits eine bläuliche Farbe auf. Es ist ein gut geschieferter dunkler Glimmerschiefer, bestehend aus Lagen von Quarz und Disthen abwechselnd mit solchen von rostbraunem rötlichen Biotit. U. d. M. lassen sich dünnere ziemlich reine Quarzlagen erkennen, die nur einige kleine Schüppchen von Biotit führen. Neben diesen Quarzlagen finden sich Lagen von parallel gestellten grossen Biotitschuppen, welche einen Pleochroismus $n\alpha$: hellgelb, $n\gamma$: rötlichbraun aufweisen und auch reichlich Erzkörner führen. Daneben finden sich auch Lagen, die sich aus feinen Biotitschüppchen, wenig untermischtem Plagioklas, sehr häufigen Disthentäfelchen, Muskowit und wenig Erz zusammensetzen und mit reinen Quarz- und Biotitlagen abwechseln. Dann finden sich noch grosse Körner von Granat (Almandin), die meist von Biotit und Quarz umgeben werden.

8. *Biotit-Amphibolschiefer.* Wie bereits oben erwähnt, sind viele Biotitparagneise und auch Granatglimmerschiefer der mesozonalen Serie des Rodnaer Gebirges amphibolführend. Stellenweise nimmt der Amphibolgehalt so zu, dass Typen entstehen, die zu den geschieferten Amphiboliten überleiten.

Die Amphibol-Biotitschiefer finden sich im SW des Rodnaer Gebirges, im Talgebiet des Valea Rebrei (Mündung des Izvorul Dușului) und an dem Muntele Craiul. Die Amphibol-Biotitschiefer bei der Mündung des Valea Dușului sind sehr gut schieferige Gesteine. Das Grundgewebe besteht hauptsächlich aus parallel gestellten Amphibolnadeln, denen ebenfalls parallel mehr oder weniger Biotitschuppen zwischengelagert erscheinen. Zwischen den einzelnen Amphibolen oder Amphibollagen befindet sich ein kleinkörniges Gemenge von Quarz mit wenig Plagioklas untermischt. Der Quarz ist in Form kleinerer Körner oft gestreckt und gepresst, undulös auslöschend, vorhanden. Ein charakteristischer stets vorhandener Gemengteil ist Granat. Die Hornblende entspricht der grünen Hornblende, sie hat einen Pleochroismus $n\alpha$: hellgrün, $n\beta$: grün, $n\gamma$: dunkelgrün, Auslöschung $n\gamma : c = 20—22°$. Ihre Doppelbrechung ist niedrig und der Achsenwinkel klein. Die Biotitschuppen treten unregelmässig hinter dem Amphibol zurück. Sie haben einen

Institutul Geologic al României

Pleochroismus von $n\alpha$: hellgelb, fast farblos, $n\gamma$: hellbraun. Sie weisen schöne pleochroitische Höfe um gut erhaltene Zirkonkriställchen auf. Der Feldspat, der hinter dem Quarz stark zurücktritt, entspricht einem Oligoklas von ca 27% An. Der Granat kommt in Gestalt vieler kleiner, seltener grösserer, gut idiomorph ausgebildeter Körner vor.

Am Kamm zwischen Muntele Craiul und Scărișoara zeigen die Biotit-Amphibolschiefer ebenfalls eine gut ausgeprägte Schieferung, die vor allem durch die parallel gestellten Hornblendeprismen bewirkt wird. Den Hornblendelagen sind Lagen von Biotitschuppen zwischengelagert, die einen Pleochroismus von $n\alpha$: braungelb, $n\gamma$: dunkelrotbraun aufweisen. In den Zwischenräumen zwischen Hornblende und Biotit finden sich nur einzelne oder zu kleinen Aggregaten vereinigte Feldspatkörner mit wenig Quarz untermischt. Der Feldspat ist klar, sehr selten verzwillingt, er entspricht wahrscheinlich einem sauren Oligoklas von ca 15% An. Der Feldspat und Quarz macht circa 40%, die Hornblende und der Biotit circa 60% des Gesteines aus. Als Nebengemengteil finden wir auch hier Granat in kleinen Körnern, weiterhin Titanit in Begleitung der Hornblende, viel Apatit in grösseren Körnern, etwas Zoisit und Erz. Der Granat zeigt oft eine Umwandlung in ein chloritisches Mineral.

9. *Hornblendegarbenschiefer*. Die Hornblendegarbenschiefer stellen ein charakteristisches Glied der mesozonalen Serie des Rodnaer Gebirges dar und finden sich an mehreren Stellen, besonders in der Deckscholle des Ineu (Ineukamm, Ineuț, Kar des Valea Lălii).

Megaskopisch sind dies meist feinschuppige Gesteine und kontrastieren dadurch mit den Granatglimmerschiefern, welchen sie für gewöhnlich zwischenlagern. Sie haben ein fast phyllitisches Aussehen. Die Schichtflächen zeigen Serizit-Muskowitbelag, oft findet man jedoch auf den sehr ebenen Schichtflächen lange, bis 2 cm messende Hornblendenadeln, die kreuz und quer, garbenförmig gelagert, auftreten, oft aber auch eine parallele Lagerung annehmen. U. d. M. zeigen die Hornblendegarbenschiefer des Ineukammes, die auch von REINHARD & ATANASIU (50) beschrieben wurden, ein feinkörniges zerriebenes Grundgewebe aus Quarzkörnchen, untermischt mit kleinen, frisch aussehenden Muskowitlamellen. Das Quarzgewebe ist an anderen Orten aus gröberen Individuen, die mit einander verzahnt sind, zusammengesetzt. Im Grundgewebe finden sich noch kleine Körner von Granat. Die Hornblende bildet lange Stengel, z. T. ist sie in eine chloritische, schwach doppelbrechende Masse umgewandelt (fast farblos, grüngraue Interferenzfarben). Die Hornblende ist, soweit sie frisch ist, blassgrün. Es findet sich auch Biotit in vereinzelten Schuppen. Im Grundgewebe findet sich, dem Quarz beigemengt, sehr oft ein albitischer Feldspat. Einige dieser Gesteine zeigen ein sehr schönes regelmässiges Grundgewebe mit parallelem Quarz-

Institutul Geologic al României

Albitgefüge, dazwischen Packete und Schnüre von grösseren und kleineren Muskowit- und Serizitlamellen. Das Grundgewebe ist nur stellenweise zerrieben. Kleine Biotitschuppen finden sich selten. An Nebengemengteilen finden sich Apatit in länglichen Körnern, manchmal etwas Turmalin, dann Körnchen und Säulchen von Zoisit und Epidot, wenig Rutil und schliesslich etwas Erz.

Die Hornblendegarbenschiefer des Vrf. Ineuțului sind charakterisiert durch einen schwachen Biotitgehalt, wobei der Biotit in inniger Verbindung mit der Hornblende aufzutreten pflegt, während das Grundgewebe aus ziemlich grossen Körnern von Quarz und Albit besteht, wobei der Albit den Quarz überwiegt. Das Grundgewebe ist leukokrat, selbst Muskowit und Serizit findet sich nur in einigen kleinen Schüppchen. Es finden sich auch grosse unregelmässig gestaltete Fetzen von Chlorit, die wohl aus der Hornblende, z. T. auch aus Biotit hervorgegangen sind.

Die Hornblendegarbenschiefer im Kar des Valea Lălii hingegen sind sehr reich an Serizit-Muskowitlagen, ebenso diejenigen unter dem Vrf. Roșu gegen den Șesdros.

10. *Amphibolite.* Die Amphibolite der mesozonalen Serie des Rodnaer Gebirges treten sowohl in petrographisch verschiedenen Ausbildungen, als auch in geologisch verschiedenen Positionen auf, sodass sich in der Beschreibung eine Unterteilung ergeben muss.

a) Die geschieferten Amphibolite treten in konkordantem Schichtverband mit den übrigen Gliedern der mesozonalen Serie auf und wechsellagern sehr oft in verschieden mächtigen Lagen mit Biotitparagneisen, Granatglimmerschiefern usw. Sie weisen über das Zwischenglied der oben beschriebenen Biotit-Amphibolschiefer Übergänge in petrographischer Hinsicht auf. Besonders ihre Lagerungsverhältnisse wie auch die Übergänge bestimmen uns, die geschieferten Amphibolite als mesometamorphe Mergel anzusehen. Vergesellschaftet mit den geschieferten Amphiboliten finden sich oft mehr oder weniger mächtige Einlagerungen von kristallinen Kalken (Craiul, Valea Cormaiei), sodass auch die Möglichkeit von Assimilationserscheinungen nicht von der Hand zu weisen ist. Die geschieferten Amphibolite sind im mesozonalen Kristallin ziemlich weit verbreitet. Ihre grösste Ausdehnung besitzen sie im Talgebiet des Valea Rebrei und des Valea Cormaiei, besonders aber in der Umgebung des Muntele Craiul. In der Deckscholle des Ineu sind sie ebenfalls, besonders am Kamm des Ineu, nachgewiesen. Die geschieferten Amphibolite des Talgebietes des Valea Rebrei und des Valea Cormaiei zeigen recht verschiedene Gesteinstypen auf. Die Typen, welche für gewöhnlich mit Biotitparagneisen und Granatglimmerschiefern wechsellagern, weisen oft auch Übergänge zu den Hornblendegarbenschiefern auf, besonders zu jenen Varietäten, bei denen die Horn-

Institutul Geologic al României

blenden eine parallele Anordnung aufweisen. Es sind meist Gesteine mit gut ausgeprägter Schieferung, die vor allem durch die langen, parallel gestellten Hornblendeprismen hervorgerufen wird. Die Menge der Hornblende wechselt bei den einzelnen Typen sehr stark. Neben sehr hornblendereichen Typen, bei denen sich zwischen den einzelnen Hornblendeprismen nur selten Körnchen von Quarz und Albit befinden, gibt es Übergänge bis zu Typen, welche zwischen den Hornblendeprismen fast zusammenhängende Zonen und Lagen von Albit-Quarzgemenge aufweisen.

Die Hornblende entspricht der grünen Hornblende und weist einen Pleochroismus von $n\alpha$: gelb, $n\beta$: gelbgrün, $n\gamma$: grün auf, die Auslöschung $n\gamma : c = 18°$. Der Albit, der zwischen den Hornblenden auch in grösseren Körnern vorkommt, ist meist wasserklar und zeigt nur sehr selten Zwillingsbildung. Er scheint eine Neubildung zu sein ; in einigen Amphiboliten finden sich trübe Plagioklase von ca 30% An. Die Hornblende ist oft von schlanken Säulchen von Zoisit begleitet, oft auch von grösseren Kristallen von Epidot. Der Gehalt an Epidot kann so wachsen, dass sich direkt reine Epidotlagen bis zu 1 cm Dicke bilden, welche aus grossen, fest aneinander gefügten Kristallen bestehen und auch megaskopisch durch ihre gelblich-grüne Farbe von den dunkelgrünen Amphibollagen abstechen (Valea Cormaiei, Valea Lălii). Die Hornblende ist weiterhin oft von ziemlich viel Titanit in Form kleinerer und grösserer Körner begleitet. Biotitschuppen finden sich hie und da, jedoch selten, ebenso parallel angeordnet wie der Amphibol. Ein sehr charakteristisches Gemengteil der geschieferten Amphibolite ist der Granat (Almandin), der fast nie fehlt und dessen hexagonale Durchschnitte bis zu 5 mm Durchmesser erreichen. Die Hornblenden liegen um die Granaten ähnlich wie der Muskowit im Granatglimmerschiefer, im Druckschatten kristallisiert frischer Quarz aus. Die Granaten sind oft mit Quarzeinschlüssen erfüllt. Als Nebengemengteil finden sich noch ausser dem erwähnten Epidot, Zoisit und Titanit, hie und da auch grössere Körner von Apatit.

Auf dem Kammweg, der von der Schutzhütte zum Vrf. Ineului führt, stehen in der Nähe von kristallinen Kalklagen Amphibolite an, welche megaskopisch ein gesprenkeltes weiss-grünes Aussehen haben. Zwischen den grünen Amphibolen finden sich viele weisse Quarz-Feldspatlagen und Linsen.

U. d. M. erkennt man, dass in diesen leukokraten Partien sehr grosse porphyroblastenähnliche Einsprenglinge von reinem wasserklaren Albit liegen, die keine Zwillingslamellierung zeigen und viele kleine Einschlüsse von gerundeten Quarzkörnern und kleinen Amphibol-Epidot- und Granatpartikelchen aufweisen. Es finden sich auch kleine Individuen von Albit, alle liegen in einer etwas zerriebenen Grundmasse von Quarz mit wenig beigemengtem Feldspat, kleinen Serizit-Muskowitschüppchen, kleinen, selten vorkommenden Amphibolen und Epidoten. Die Amphibole bilden nur dünne mehr oder weniger zusammenhängende Schnüre parallel der Schieferung,

Institutul Geologic al României

Granat ist häufig in Form von kleinen Körnchen vorhanden. In anderen Typen vom Kamme des Ineu nimmt die Menge und die Grösse des Amphibols und des Granates zu, während die Feldspatporphyroblasten kleiner werden und oft isoliert zwischen den einzelnen Hornblenden liegen. Das Grundgewebe tritt mengenmässig hier auch sehr zurück. Im Valea Blasnei kommen zwischen kristallinen Kalken ebenfalls Lagen von geschieferten Amphiboliten vor, die auf den Schieferungsflächen grosse parallel angeordnete Amphibolnadeln und kleine Epidotkristalle erkennen lassen. Nebenbei finden sich auch grössere Schuppen von Muskowit. U. d. M. sieht man, dass die mehr oder weniger dicken Bündel von Hornblendeprismen in einem feinen, zerrieben aussehenden Grundgewebe liegen, das die Räume zwischen den Hornblenden ausfüllt. Biotit findet sich selten und in kleineren Schuppen, nahe an der Hornblende, oft mit ihr verwachsen. Muskowit bildet einige grössere Schuppen. Epidot in ganz kleinen Körnchen und Säulchen ist sehr zahlreich. Granat ist ebenfalls reichlich vorhanden. Daneben wären noch grosse Fetzen von Chlorit sekundärer Entstehung hervorzuheben.

b) Massige Amphibolite. An derW -Seite des Muntele Craiul kommen neben kleineren kristallinen Kalkzügen auch massige derbe Amphibolite vor, welche sich im Aussehen von den geschieferten Amphiboliten unterscheiden und sich noch am ehesten an die gesprenkelten Amphibolite des Ineu anschliessen lassen. U. d. M. beobachtet man bis zu 1 cm lange, 6 mm breite Hornblendeprismen in unregelmässiger Verteilung. In den Interstitien zwischen den einzelnen Amphibolen finden sich grosse Plagioklase mit gut ausgebildeter Zwillingsstreifung, welche wahrscheinlich dem Andesin entsprechen. Weiter finden sich grosse, bis 6 mm im Durchmesser aufweisende Granatkörner. Diese Amphibolite ähneln in ihrer Struktur und in ihrem Mineralbestand den Eklogit-Amphiboliten. In den Interstitien findet sich auch eine aggregatförmige Masse von Muskowitschüppchen, in der untergeordnet jedoch ziemlich häufig auch Zoisit vorkommt. Andere Varietäten scheinen nur aus Hornblende, Zoisit und Plagioklas zusammengesetzt. Der Zoisit bildet dabei ein feines Haufwerk von Körnern und etwas länglichen prismatischen Kristallen. In diesem Haufwerk finden sich grössere Prismen von grüner Hornblende, oft diablastisch in das Haufwerk von Zoisit hineingewachsen (oder randlich in Zoisit aufgelöst). Daneben finden sich auch sehr grosse Prismen von Zoisit. Der Zoisit ist farblos bis schwach gelblich, zeigt hohe Lichtbrechung und schwache Doppelbrechung mit lavendelblauen Interferenzfarben. Die Hornblende entspricht der grünen Hornblende, hat jedoch nur schwachen Pleochroismus $n\alpha$: gelblichgrün, $n\gamma$: grün, Auslöschung $n\gamma : c = 18°$. Neben den Zoisit-Amphibollagen finden sich auch Lagen und Linsen die aus Plagioklaskörnern bestehen (Andesin?), welche dem Gestein ein gesprenkeltes Aussehen geben. Granat ist auch hier in kleinen Körnern vorhanden.

Institutul Geologic al României

Nördlich von Rodna Veche, auf dem zum Muntele Beneș führenden Grat, zieht eine mächtige Einlagerung amphibolitischer Gesteine über den Kamm, welche sich nach E bis in das Valea Someșului Mare verfolgen lässt. Das Gestein ist megaskopisch nur undeutlich geschiefert, grün, mit weniger gut ausgeprägten Rutschharnischen versehen und stark zersetzt. Es lassen sich feine Schüppchen von Amphibol, ungefähr in gleichem Mengenverhältnis wie kleine getrübte Feldspatkörnchen erkennen. Ganz feine Calcitadern durchziehen das Gestein. U. d. M. ist die Schieferung besonders durch die Parallelstellung der Hornblendeprismen gut ausgeprägt. Epidot tritt nur ganz untergeordnet, in Form kleiner Körnchen auf. Zwischen den Amphibolen liegt stark serizitisierter Feldspat in kleineren Körnchen, die nicht näher bestimmt werden können. Quarz findet sich ihm nicht beigemengt. Calcit durchzieht in feinen Adern das Gestein und findet sich auch sonst sporadisch. An Nebengemengteilen sind zu erwähnen : ziemlich viel Erz in kleinen Körnchen, wenig Apatit und Titanit. Gegen das Valea Someșului zu werden diese Amphibolite grobschuppiger ; u. d. M. sieht man grössere, gut ausgebildete Hornblendeprismen, das Feldspatgemenge ist gröber und in grösserer Menge vorhanden als oben auf dem Kamm. In diesem Gestein findet man Zwischenlagerungen von dunklen, grünlich gelben, stark zersetzten Gesteinen, welche in der Hauptsache von ganz kleinen, stark doppelbrechenden Epidotkörnchen gebildet werden. Hie und da treten auch grössere Amphibole und Plagioklase hervor, sowie auch wenig Calcit.

Weiterhin finden sich in diesem Komplex auch sehr grobstruierte Gesteine, die megaskopisch grosse glänzende Amphibollagen im Wechsel mit weissen Feldspatlagen erkennen lassen. U. d. M. sehen wir Lagen von grossen Hornblendeprismen, mit grösseren Körnern von Epidot, dazwischen ein leukokrates Gewebe von kleinen Plagioklaskörnchen, mit etwas beigemischtem Calcit. Die dunklen Lagen wechseln ab mit hellen Lagen, bestehend aus grossen, nicht näher bestimmbaren serzitisierten Plagioklasen (wahrscheinlich Albit), in welchen nur vereinzelte Hornblendeprismen und Calcit vorkommen.

c) Pyroxenamphibolite und andere basische Gesteine. In der mesozonalen kristallinen Serie finden sich öfters ganz kleine nicht kartierbare Vorkommen basischer, grösstenteils umgewandelter, früher Augit führender Gesteine, meist nur in Form von einzelnen Blöcken. So findet sich nahe der Spitze des Vrf. Scărișoarei (im Talgebiet des Valea Rebrei) bei +1688 ein Aktinolithfels, welcher megaskopisch ein hell- bis lauchgrünes Gewebe von verfilzten Aktinolithnadeln bildet. U. d. M. sieht man faserige Aggregate von Aktinolith. Die grossen Individuen bestehen aus feinen, parallel den grossen Prismen angeordneten Fasern, die eine Hauptzone und eine Auslöschung $n\gamma : c = 17°$ zeigen. Sie sind farblos und zeigen keinen Pleochroismus. Es lässt sich mit Sicherheit erkennen, dass dies eine

Institutul Geologic al României

sekundäre Hornblende, hervorgegangen aus Augit ist. Im Gestein selber finden sich noch kleine Reste eines diopsidischen Augites der farblos, nicht pleochroitisch ist und eine Auslöschung von 45° zeigt. Ein anderes frischeres Gestein des Vrf. Scărișoarei zeigt ein dichtes richtungsloses Gemenge kleiner, dicht aneinander schliessender Diopsidindividuen, die eine gedrungen-prismatische Gestalt aufweisen, kaum wahrnehmbaren Pleochroismus und eine Auslöschung von 38—41° haben. In diesem Gewebe von Diopsid befinden sich schmale parallele Zonen, die ausschliesslich aus einer im Schliff völlig farblosen, nur ganz leicht pleochroitischen Hornblende bestehen, welche in kleinen, mehr oder weniger parallel gestellten Prismen ausgebildet erscheint, und die entweder dem Tremolith oder dem Aktinolith entspricht. Ihre Auslöschung $n\gamma : c = 14—20°$.

Im Izvorul Bârlei findet sich ein grünliches Gestein, das aus einer u. d. M. farblosen Hornblende mit einer Auslöschung $n\gamma : c = 15—19°$ bestehet. Die Hornblende ist von sehr frischem Aussehen. Beigemischt finden sich noch einige Schuppen eines sehr hellen Biotites, mit Pleochroismus $n\alpha$: fast farblos, $n\beta$: lichtgelb, $n\gamma$: leicht bräunlichgelb. Er hat einen sehr kleinen Achsenwinkel, fast 0°.

Im Valea Rebrei, oberhalb der Mündung des Izvorul Bârlei, findet sich ein megaskopisch dichtes, feines, grünes Gestein, das sich u. d. M. als Chloritfels erweist. Es besteht aus einem sehr homogenen Gemenge eines grünlichen Minerals, dessen kleine Körner sehr fest aneinanderschliessen. Die Körner zeigen eine hohe Licht- und eine niedere Doppelbrechung (blaubraun, wie Chlorit). Die Körner zeigen eine stengelig-säulige Absonderung nach der Quere und einen ausgesprochenen Pleochroismus: parallel den abgesonderten Fasern hellgrün, senkrecht dazu weisslichgelb. Sie zeigen grade Auslöschung. Das Mineral muss wohl dem Pennin zugerechnet werden. Seiner Entstehung nach ist das Gestein wohl ein Umwandlungsprodukt augitführender und hornblendeführender Gesteine. Wie oben gezeigt, finden sich am Vrf. Scărișoarei wirklich feinkörnige, Augit führende Gesteine, aus denen durch Einfluss wässeriger Lösungen als Umsetzungsprodukt dieser Penninfels entstehen konnte.

11. *Kristalline Kalke (Marmore)*. Die kristallinen Kalke finden sich in dem mesozonalen Kristallin z. T. in dünnen Zwischenlagerungen, und zwar scheinen sie mehr im unteren Teil dieser Serie vorzukommen. Im SW des Rodnaer Gebirges lassen sich die kristallinen Kalke ebenfalls als dünne Einlagerungen im Kristallin feststellen (Talgebiet des Valea Rebrei, vor allem aber in dem Valea Cormaiei, am Cornu Arșiței und im Valea Caselor). Z. T. bilden sie jedoch grössere und mächtigere Linsen, die scheinbar den höchsten Horizont bildend, in Synklinalen eingeklemmt erscheinen (Muntele Craiul). Die Kalke treten oft in Vergesellschaftung mit geschieferten Amphi-

Institutul Geologic al României

boliten auf. Die Struktur der kristallinen Kalke der mesozonalen Serie ist meist grobkristallin (Marmor). Die Farbe ist meistens rein weiss, es lassen sich aber auch rosenrote und grünlich-gelblich gefärbte Varietäten beobachten (Valea Cormaiei). Die Kalke sind stets sehr gut geschiefert, oft direkt plattig und stehen in konkordantem Schichtverband mit den übrigen Gliedern der mesozonalen Serie. Die Kalke des Muntele Craiul zeigen u. d. M. richtungslos angeordnete, grössere, fest aneinander gefügte Körner von Calcit. Darin finden sich spärlich einige vereinzelte Quarzkörner, welche nur selten zu grösseren verquarzten Partien zusammentreten. In der Kalkmasse finden sich kleinere Schüppchen von Tremolith. Doch reichert sich der Tremolith in besonderen Zonen parallel der Schieferung an, in welchen er dann bis 2 cm lange Säulen bildet. Der Tremolith ist oft durchlöchert un l mit Calcitkörnern ausgefüllt. Er ist farblos, Zonencharakter positiv, Auslöschung $n\gamma : c$ 14 — 17°. Die kristallinen Kalke der schmalen Kalkeinlagerungen zeigen an dem Muntele Craiul eine noch gröbere Struktur als die Kalke der grossen Kalklinsen. Sie weisen weniger und nur ganz kleine Quarz- und Feldspatkörnchen auf, ebenso kleine, der Schieferung parallele Muskowitschüppchen. Tremolith fehlt ihnen zum grössten Teil.

12. *Pegmatite.* Die Pegmatitvorkommen der mesozonalen Serie des Rodnaer Kristallins finden sich hauptsächlich im Talgebiet des Valea Rebrei und zwar die meisten auf dem « Curu Ascuns » genannten Hang, dann am Făgețu-Hang des Valea Rebrei gegen den Muntele Craiul zu, fernerhin an der Mündung des Izvorul Scărișoarei in das Valea Rebrei, an der Scărișoara und schliesslich an dem zur Bârla hinaufziehenden Hang des Valea Rebrei. Ein weiteres kleines Pegmatitvorkommen findet sich im Valea Caselor.

Die Pegmatite der mesozonalen Serie treten in Biotitparagneisen und in Biotit-Muskowitglimmerschiefern auf. Sie haben dieselbe Streich- und Fallrichtung wie die übrigen kristallinen Schiefer. Sie zeigen meist keine scharfe Abgrenzung gegen das Kristallin. Die randlichen Zonen des Kristallins werden gegen die Pegmatite zu sehr quarzreich, sodass sie fast nur aus Quarz bestehen. Mit dieser Zunahme des Quarzreichtums geht Hand in Hand eine allgemeine Zunahme der Korngrösse. Es stellen sich derbere grössere Massen von Feldspat und Quarz ein, die Muskowittafeln erreichen auch Grössen bis zu circa 10 cm. Die Feldspatmassen erweisen sich durchwegs als Plagioklas, Kalifeldspat fehlt diesen Pegmatiten vollkommen. Der Feldspat entspricht einem sauren Albitoligoklas. Sein Gehalt an An ist noch etwas kleiner als der der Feldspate im umgebenden Kristallin. Der Pegmatit an der Mündung des Izvorul Scărișoarei enthält ziemlich grosse Kristalle von Turmalin und kleinere Körnchen von Granat.

Die Tatsache, dass die Pegmatite keine scharfe Abgrenzung gegen das Nebengestein aufweisen, ferner dass sie in konkordantem Schichtverband

Institutul Geologic al României

mit dem Nebengestein stellen, die Tatsache, dass kein Kalifeldspat vorhanden ist sondern ein Plagioklas von ungefähr derselben Zusammensetzung wie im Nebengestein, fernerhin dass es an vielen Stellen überhaupt an einer echten pegmatitischen Struktur mangelt, sondern dass nur allgemein eine Kornvergrösserung mit randlicher Anreicherung von Quarz beobachtet werden kann, scheint darauf hinzudeuten, dass diese Pegmatite der mesozonalen Serie überhaupt nicht spätmagmatisch-pneumatolitische Injektionen aus einem batholitischen Magmenherd in die mesozonalen Schiefer darstellen, sondern dass sie ein Produkt der Regionalmetamorphose sind und in diesem Falle ihre Entstehung einer Art « selektive Solution » während der Regionalmetamorphose verdanken [1]). In den Südkarpathen sind auch viele Pegmatite von diesem Ursprung, wie GHIKA-BUDEȘTI (81), PALIUC (100) und GHERASI (80) nachgewiesen haben. In den kristallinen Massiven Westsiebenbürgens (Preluca und Bâc) sind die Pegmatite, wie KRÄUTNER (89—91) kürzlich nachweisen konnte, sowohl in geologischer als auch in petrographischer Beziehung identisch mit jenen des Rodnaer Gebirges.

U. d. M. lassen sich bei diesen Pegmatiten ebenfalls alle Übergänge in der Korngrösse feststellen. In mehr feinkörnigeren Typen des Curu Ascuns finden sich Quarz und Plagioklas, die ein Gewebe bilden. Dabei überwiegt Plagioklas über Quarz. Der Plagioklas hat einen An-Gehalt von 15—17%. Er zeigt fast durchgehend beginnende Serizitisierung. Die Muskowitschuppen sind hier noch ziemlich klein. Der Quarz tritt oft in reinen Massen, nur mit sehr wenig Plagioklas vermischt, auf. Die Feldspäte zeigen meist Einschlüsse von kleinen runden Quarzkörnern. Biotit kommt nur selten, in kleinen Schuppen vor. Die grossen Feldspäte der derben pegmatitischen Massen zeigen feine Zwillingsstreifen nach dem Albitgesetz. Sekundär finden sich in diesen Pegmatiten auch grössere Schuppen von Chlorit. Als Nebengemengteil findet sich Apatit, Turmalin und Granat. Am Hang des Făgețu zeigen die Pegmatite eine starke kataklastische Zertrümmerung, die sich durch Quarzzerreibsel, Pressung und stark undulöse Auslöschung der Quarze bemerkbar macht. Der Pegmatit des Valea Caselor ist arm an Plagioklas, reich an Quarz, kleinkörnig, so dass hier die pegmatitische Struktur nicht besonders ausgeprägt erscheint.

[1]) DALY (77), äussert sich darüber wie folgt:

« However, one may seriously question the view that all aplites and pegmatites are derivates from definite magma chambers. There is much to be said for the hypothesis that some of these salic rocks are due to what LANE has called « selective solution ». During intense regional metamorphism, especially of the dynamic kind, deep-seated rocks charged with much interstitial water, may reach the relatively low temperature at which minerals corresponding to the quartz-feldspar eutectic go into solution with the water and other volatile fluxes. Such small locally generated pockets, lenses, or tongues of fluid may be driven through the solid country rock for an indefinite distance ; subsequently to crystallize with the composition and habit of the true batholithic derivatives. It is thus quite possible that these particular rocks, though truly magmatic, have had no direct connection with abyssal injections ».

Institutul Geologic al României

DIE TEKTONIK DES KRISTALLINS

Es wurde bereits in der Einleitung über das Kristallin erwähnt, dass im Rodnaer Gebirge die als mesozonale Serie bezeichnete Gruppe von kristallinen Schiefern tektonisch über der epizonalen Gruppe liegt und dass diese anormale Lage einer grossen Überschiebung zugeschrieben werden muss. Bevor wir jedoch daran gehen, diese Überschiebung als das wichtigste und hervorragendste tektonische Element im Bau des Rodnaer Gebirges im Detail zu beschreiben, muss zuerst die Tektonik der beiden kristallinen Serien besprochen und beschrieben werden. (Zu den folgenden Ausführungen ist die Karte und die Profiltafel, sowie die tektonische Skizze S. 225 zu benützen).

DIE TEKTONIK DER EPIZONALEN SERIE

Die epizonale Serie des Kristallins weist in sich eine ziemlich komplizierte Faltentektonik auf, wobei liegende Falten in mehrfacher Übereinandertürmung mit flacheren Aufwölbungen und einfacher gebauten Synklinalen abwechseln. Das allgemeine Streichen beträgt im Rodnaer Gebirge NW-SE, es ist also dasselbe wie in den übrigen Teilen der kristallinen Ostkarpathen, das kristalline Massiv der Maramureș mit eingeschlossen. Diese allgemeine Streichrichtung kann hie und da Veränderungen erfahren, vor allem weil sich die tektonischen Elemente in ihrer Streichrichtung oft nicht auf grössere Entfernungen verfolgen lassen und so infolge von axialem Gefälle auch Änderungen in der Streichrichtung entstehen. Weiterhin erleidet die allgemeine Streichrichtung Veränderungen an den Bruchrändern des kristallinen Massivs. Da diese jedoch junger Entstehung sind und mit der eigentlichen alten Tektonik des Kristallins nichts zu tun haben, so werden sie besser und folgerichtiger in dem Abschnitt über die junge Tektonik des Rodnaer Gebirges besprochen.

Die epizonale kristalline Serie bildet den grössten Teil des kristallinen Massivs von Rodna und setzt sich von hier aus über die Rotunda auch in die übrigen Ostkarpathen und in das Massiv der Maramureș fort. Bloss die SW-Ecke und der Südrand des Rodnaer Massivs werden von der überschobenen mesozonalen Serie gebildet, die dann weiterhin im E des Rodnaer Gebirges in der Deckscholle des Ineu ein ziemlich grosses Areal einnimmt.

In der NW-SE streichenden epizonalen Serie lassen sich nun mehrere Zonen unterscheiden, die wir, freilich etwas zusammenfassend und schematisch, wie folgt, bezeichnen können, indem wir bei der Beschreibung von SW gegen NE fortschreiten. *S.1.* Synklinalzone der Oprișeasca. Beginnend an der Stănija und am Muncel, taucht eine Zone von kristallinen Kalken ziemlich steil, 50—60° gegen SW unter die überschobene mesozonale Serie. Diese Kalkzone setzt sich nach SE, nach

Institutul Geologic al României

Überquerung des Valea Rebrei zum Vrf. Paltinului (Oprișeasca) fort, wo sie ihre beste Entwicklung erreicht und daher auch diese Benennung erhalten hat. SE-lich der Oprișeasca verliert sich der Zug des kristallinen Kalkes in seiner zusammenhängenden Form, tritt jedoch noch öfters in kleinen Linsen von geringerer Ausdehnung wieder auf, z. B. im Talgebiet des Valea Cor-

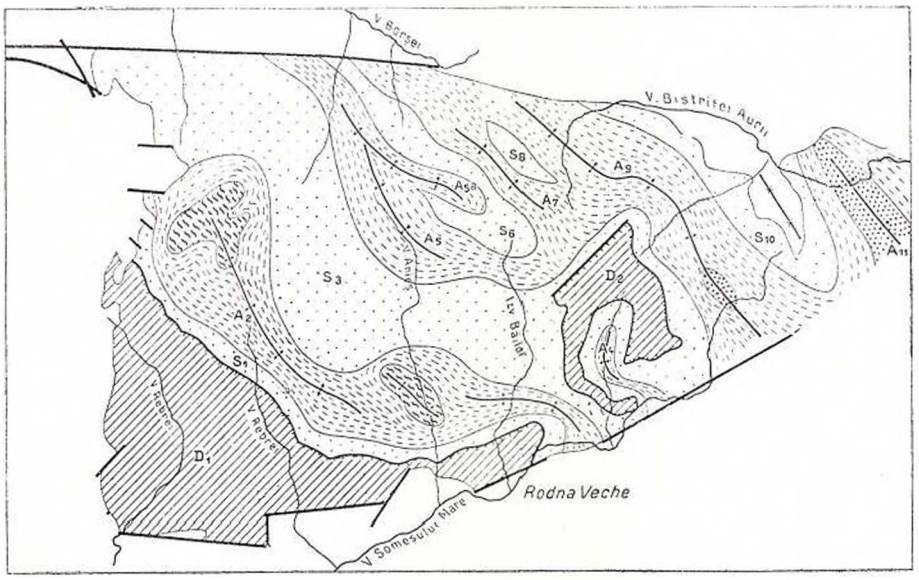


Fig. 2. — Tektonische Skizze des kristallinen Massivs von Rodna.

1 : 400.000

Schraffiert: Mesozonale überschobene kristalline Serie. D_1, Wurzelzone der Decke; D_2, Deckscholle des Ineu. Dünn punktiert = Synklinalzonen der epizonalen kristallinen Serie, gestrichelt = Antiklinalzonen der epizonalen Serie, schlangenförmig gestrichelt = Injektionsgneise, dick punktiert = Serie der Bretila. (S_1, Synklinalzone der Oprișeasca; A_2, Antiklinalzone Rebra-Anieș; S_3, Synklinalzone der liegenden Falten; A_4, Antiklinale von Cobășel; A_5 und A_5a, Antiklinalzone Puzdra; S_6, Synklinalzone Val. Repede-Fața Mesei-Izvorul Cepilor; A_7, Antiklinale Fața Mesei; S_8, Synklinale von Piatra Rea; A_9, Antiklinalzone von Știolu-Picior Șesdros; S_{10}, Synklinalzone der Rotunda; A_{11}, Antiklinalzone der Bretila. Gezahnte dicke Linien; Herzynische Überschiebung der mesozonalen auf die epizonale Serie; Einfache dicke Linien: Jungtertiäre Randbrüche.

maiei und dann weiter im E im Valea Anieșului und dem Izvorul Bălior. Eigentlich bedeutet diese Synklinalzone der Oprișeasca nichts anderes als den SW-Flügel der darauf folgenden Antiklinalzone *A.2*: Antiklinalzone Rebra-Anieș. Von der Synklinalzone *S.1* gegen NE fortschreitend, queren wir eine grosse, im einzelnen verwickelt gebaute Antiklinalzone, welche uns die ganze epizonale kristalline Serie aufschliesst. Charakteristisch ist, dass im tiefsten Kern dieser Antiklinalzone die beiden Massive der Injektionsgneise, das Massiv des Rebragneises und dasjenige des Anieșgneises auftreten. Wir glauben, dass die Injektion der Augengneise

Institutul Geologic al României

gerade hier in dieser Antiklinalzone vorgezeichnet war. Nach den beiden Gneismassiven benennen wir diese Antiklinalzone als diejenige von Rebra und Anieș. Im NW sehen wir das breite antiklinale Gewölbe des Rebragneises und seines mesozonalen Kontaktmantels aufgeschlossen, dessen Tektonik im Profil S. 198 und den Profilen I und II der Tafel dargestellt ist. Wir sehen, dass sich im Rebragneisgewölbe zwei liegende Falten unterscheiden lassen. Die zwischen den beiden Antiklinalen des Kontaktmantels eingeschlossene Synklinale von Chloritschiefern ist auf der Poiana Lucăceasa gut aufgeschlossen. Vom Gewölbe des Rebragneises fallen die Schichten periklinal ab und schliessen dadurch das ganze Profil der epizonalen Serie bis zu den kristallinen Kalken auf. Gegen SE verschmälert sich diese Antiklinalzone und wird teilweise bereits von den liegenden Falten der nächstfolgenden Synklinalzone *S*.3 bedeckt. Sie kommt aber, weiter gegen SE, im Gneismassiv des Valea Anieșului wieder zum Vorschein. Hier hat sich diese Antiklinalzone im Vergleich zum Valea Rebrei verschmälert. Die Antiklinale des Anieșgneises stellt nicht mehr ein so grosses Gewölbe wie der Rebragneis dar (Siehe Profil IV der Tafel). Der Anieșgneis injiziert hier in mehreren schmalen Bändern, die Antiklinalscheiteln folgen, in die epizonale Serie. Seine kleinere Ausdehnung verhindert auch die Entstehung eines so ausgedehnten Kontakthofes wie beim Rebragneis. Gegen NW verschwindet das Gewölbe des Anieșgneises unter die liegenden Falten der Synklinalzone *S*.3, wo wir an der Nedeia Grajdului-Rabla-Lapte wieder die ganze epizonale Serie aufgeschlossen finden. Gegen E lässt sich die Antiklinalzone *A*.2 noch weiter, bis in den Izvorul Băilor und bis in das Valea Someșului Mare verfolgen, wo jedoch weder der Anieșgneis, noch sein Kontaktmantel die Oberfläche erreicht, sondern diese Zone nur durch eine schmale, nach NE überschlagene Antiklinale von epizonalen Gesteinen vertreten wird. *S*.3: Synklinalzone der liegenden Falten. Gegen NE fortschreitend, folgt auf die Zone *A*.2 eine grosse Synklinalzone, die hauptsächlichen durch das Vorkommen von ausgedehnten Lagen von kristallinem Kalk charakterisiert ist. Diese kristallinen Kalke sind z. T. zusammen mit dem epizonalen Kristallin in mehrfach übereinander getürmte liegende Falten gelegt, deren Scharniere sich noch bis in die Nähe der Gneismassive der Zone *A*.2 verfolgen lassen. (Profil II und IV.) So hängt diese Zone unmittelbar mit *A*.2 zusammen und stellt ihre direkte Fortsetzung nach oben und nach NE dar. Im NW beginnt diese Zone im Gebiet des Vrf. Pietrosului und der Piatra Albă. Am Pietrosu und der Piatra Albă finden wir mehrere Einlagerungen kristalliner Kalke im epizonalen Kristallin, welche ihrem Auftreten nach als Muldenkerne liegender Falten gedeutet werden müssen (Profil I.) Eine Lage von kristallinem Kalk unterlagert das ganze Massiv des Pietrosu, von dem Valea Drăgușului angefangen bis unter die beiden Vrf. Rebrei. Hier keilen diese Kalke aus. Gegen SE setzt sich diese Zone der kristallinen

Institutul Geologic al României

Kalke auf den Hauptkamm des Rodnaer Gebirges fort und bildet hier das Massiv des Vrf. Repede, Vrf. Negriasa und Vrf. Mihăiasa. Hier sind die kristallinen Kalke teilweise von schwarzen Quarziten und Phylliten begleitet. Aus der Verbreitung der kristallinen Kalke geht auch hier hervor, dass es sich um mehrere, flache liegende Falten handelt. Sonst wäre das Fehlen der betreffenden Kalkhorizonte im W und die ganz verschiedene Verteilung der Kalkzüge im E und W der Kämme schwer zu erklären. Unter dem Vrf. Repede ist übrigens auch ein kleines Scharnier einer liegenden Falte sehr gut sichtbar. Das Kalkvorkommen am Piciorul Şneapănului kann auch nicht anders als das Scharnier einer liegenden Falte aufgefasst werden, die sich, etwas weiter gegen SE bis in das Valea Anieşului mic hinunterzieht (Profil III).

Vom Vrf. Repede setzt sich die Kalkzone nach S fort und bildet hier auf dem Kamm Mireaja-Lapte-Rabla-Nedeia Grajdului 3 liegende Falten (Profil III). An diesem Kamm ist das Auskeilen, bezw. das Scharnierbilden der kristallinen Kalke besonders deutlich zu sehen. Nur der oberste der drei Kalkhorizonte ist sowohl im W als auch im E des Kammes Lapte-Rabla aufgeschlossen. Die beiden tieferen Kalkzüge finden sich nur auf der E-Seite des Kammes und keilen, wie dies aus der Karte deutlich zu ersehen ist aus, d. h. sie bilden Scharniere von liegenden Falten. Von hier wendet sich nun die Zone der kristallinen Kalke nach E und erreicht ohne mit ihrem Faltentiefgang den Boden des Valea Anieşului erreicht zu haben, im Gebiet des Corongişul Mare und des Corongişul Mic ihre grösste Verbreitung und zugleich auch ihre grösste tektonische Kompliziertheit (Profil IV und V). Das ganze Massiv des Corongişul Mare, von der Coasta Tăului im N bis zum Vrf. Paltinului im S erscheint als eine Reihe von flach geneigten, übereinander getürmten liegenden Falten. Während die E-Flanke des Corongişul das Bild von mehreren übereinanderliegenden fast horizontalen Bänken von kristallinen Kalken in Wechsellagerung mit Glimmerschiefern bietet, so ist auf der W-Flanke des Kammes wieder sehr gut zu sehen, wie die einzelnen Kalkzüge plötzlich sich verschmälern, auskeilen, bezw. als eingezwängte Synklinalen in liegenden Falten vorkommen (Profil IV), welche sich bis zum Massiv des Anieşgneises verfolgen lassen, ähnlich wie die Falten des Repede-Negriasa bis zum Rebragneis. Im Massiv des Corongişul Mare wechsellagern mit den kristallinen Kalken nicht nur epizonale Schiefer, sondern hie und da auch Granatglimmerschiefer, Hornblende führende Schiefer, auch Amphibolite, sodass hier nicht die Möglichkeit von der Hand zu weisen ist, dass auch Teile der überschobenen Decke, der mesozonalen Serie, in die liegenden Falten mit eingezwängt wurden. Gegen SE tritt die Synklinalzone der kristallinen Kalke im Talgebiet des Valea Cobăşelului wieder gut in Erscheinung. Hier sind die tektonischen Verhältnisse einfacher. Die vielen übereinandergetürmten liegenden Falten des Corongişmassives lassen sich hier nicht mehr erkennen, wir finden an ihrer Stelle im Valea Cobăşelului nur eine einzige

Institutul Geologic al României

nach NE etwas überkippte Synklinale, in welche tatsächlich auch ein Teil der Deckscholle des Ineu synklinal eingezwängt erscheint. Der SW-Flügel dieser Synklinale ist durch den Kalkzug an den Abhängen des Muntele Beneș gegen das Valea Someșului Mare gekennzeichnet, der sich mit Unterbrechungen bis zur Mündung des Valea Cobășelului hinzieht. Der NE-Flügel dieser Synklinale ist im Valea Cobășelului aufgeschlossen und zieht von hier gegen die Poala Ineuțului hinauf. Dieser NE-Flügel der Synklinale wölbt sich nun im Valea Cobășelului zu einem flachen antiklinalen Gewölbe auf: *A*.4: Antiklinale von Cobășel. Über dem kristallinen Kalk liegt nun, teilweise im Valea Cobășelului synklinal eingezwängt, die grosse Deckscholle des Ineu. Die kristallinen Kalke kommen auf der NE-Seite der Deckscholle nicht wieder zum Vorschein. Im Valea Blasnei werden sie von einer N-S streichenden Verwerfung abgeschnitten. Der grosse Unterschied in der Tektonik der Synklinalzone *S*.3 im Corongiș gegenüber derjenigen im Val. Cobășelului legt auch den Gedanken nahe, ob zwischen diesen beiden Gebieten nicht eine tektonische Störung grösseren Ausmasses verläuft. Dabei kann eventuell der ziemlich brüske Abbruch der Deckscholle des Ineu im NW in Betracht gezogen werden, wo es wirklich den Anschein hat, dass hier die überschobene Deckscholle entlang einer NNE-SSW verlaufenden Bruch- oder Störungslinie an die epizonale Zone grenzt. *A*.5: Antiklinalzone Puzdra. Gegen NE fortschreitend folgt auf die Synklinalzone der kristallinen Kalke *S*.3 eine Antiklinalzone *A*.5: die Antiklinale der Puzdra, die im NW im Valea Repede beginnt und sich von hier auf den Hauptkamm des Rodnaer Gebirges, zum Vrf. Puzdrei hinzieht, wo sie (Profil II) sehr gut aufgeschlossen ist. An der Spitze der Puzdra selber schiebt sich eine kleine überkippte Synklinale in diese Antiklinalzone ein. Die Antiklinale tritt auch durch den Verlauf der Züge der porphyrogenen Gesteine gut in Erscheinung. *S*.6: Synklinalzone Val. Repede-Fața Mesei-Izvorul Cepilor. Auf die Antiklinale der Puzdra folgt gegen NE die Synklinale von Valea Repede-Fața Mesei-Izvorul Cepilor. Sie beginnt im NW im Valea Repede mit den höheren Gliedern der epizonalen Serie, mit schwarzen Phylliten, Quarziten und kristallinen Kalken, welche hier nur in schmalen Bändern vertreten erscheinen. In der Umgebung des Prislopaș z. B. finden sich mehrere kleine schmale Züge von kristallinem Kalk in die schwarzen Schiefer eingeklemmt. Diese Kalkzüge lassen sich gegen SE ungefähr entlang der Drahtseilbahn, über die Station Puzdra Visăuneascâ, Puzdra Borșeneascâ, Fața Mesei, über das Kar der Cimpoiasă und des Muntele Cailor verfolgen, wo sie auskeilen (Profil II). Auf dem Hauptkamm des Rodnaer Gebirges erscheinen zwischen Vrf. Omului und Vrf. Galațului in der Umgebung des Vrf. Clai wieder weisse und schwarze Quarzite mit kleinen Einlagerungen von kristallinem Kalk (Profil III *a*). Im Izvorul Cepilor, einem Quelltal des Valea Anieșului Mare erscheinen, etwas unter-

Institutul Geologic al României

halb des Bergwerkes Anieș gelegen, wieder zwei Züge von kristallinem Kalk in synklinaler Lagerung, teilweise ebenfalls begleitet von dunklen Phylliten und Quarziten, über welchen, am Hang gegen N, gegen den Vrf. Pălținiș zu, die ganze Serie der epizonalen Schiefer, mit eingelagerten porphyrogenen Gesteinen in verkehrter Lagerung folgt. Diese Verhältnisse werden, wie Profil III a zeigt, im Sinne einer etwas eingewickelten liegenden Falte gedeutet, über der eine Abzweigung der Puzdraantiklinale *A*.5a, ebenfalls als liegende Antiklinale folgt. Gegen NE wird die Synklinalzone *S*.6 von tuffogenen und diabasartigen Grünschiefern der Fața Mesei unterlagert, die hier eine kleine Antiklinale *A*.7: Antiklinale der Fața Mesei bilden, während gleich darauf gegen NE der grosse Kalkstock des Piatra Rea folgt, dessen Lagerung hier ebenfalls als eine ziemlich flach liegende Synklinale von kristallinem Kalk, *S*.8: Synklinale von Piatra Rea, gedeutet wird. Die Einheiten *A*.5, *A*.5a, *S*.6, *A*.7 und *S*.8 lassen sich nicht weiter gegen SE verfolgen, sondern stossen an die überschobene Deckscholle des Ineu, wodurch wieder das Vorhandensein einer grossen Störung von NE-SW-Verlauf, deren mögliche Existenz bereits weiter oben besprochen wurde, ins nähere Bereich der Möglichkeit gerückt wird. *A*.9: Antiklinalzone von Știolu-Picior Șesdros. Gegen NE fortschreitend folgt eine ziemlich breite Antiklinalzone, die meist einen isoklinalen, nach SW überkippten Faltenbau aufweist. Damit nähern wir uns schon den Verhältnissen wie sie weitgehend in dem Kristallin der Ostkarpathen bekannt sind, nämlich dem Vorherrschen der nordöstlichen Fallrichtung des Kristallins. Wir bezeichnen diese breite, recht einfach gebaute Antiklinalzone, in welche übrigens auch das Auftreten der höher metamorphen Gesteine im Gebiet des Someșul Mare (Șesdros) fällt, als *A*.9, Antiklinalzone Știolu-Picior Șesdros. *S*.10: Synklinalzone der Rotunda. Gegen NE stellen sich in dieser isoklinalen Serie mehrere Einlagerungen von kristallinen Kalken ein, welche gute tektonische Leithorizonte abgeben und in der Nähe des Rotunda-Passes eine gut ausgebildete Synklinale erkennen lassen. Dabei sind westlich der Rotunda die Schichten nach E, östlich des Rotundapasses nach W geneigt, sodass die Rotunda gerade in die Mulde fällt (Siehe Profil VI und VII). Diese Synklinale schliesst sich gegen S noch im Talgebiet des Someșul Mare. In der Mitte dieser Synklinale findet sich die cenoman-turone Bucht der Rotunda, wobei die Kreide zusammen mit dem Kristallin gefaltet erscheint. *A*.11: Antiklinalzone der Bretila. Gegen NE fortschreitend folgt auf die Synklinale der Rotunda die Antiklinalzone der Bretila *A*.11, die im Valea Bistriței Aurii gut aufgeschlossen ist und bereits von Reinhard und Atanasiu (52) beschrieben und in einem Profil dargestellt wurde. In der Serie der epizonalen Gruppe, welche an der Bretila ein steilstehendes antiklinales Gewölbe bildet, finden sich, ebenfalls steilstehend, im Kern der Antiklinale Amphibol-Biotitgneise

Institutul Geologic al României

und Biotitschiefer, die ihrem geologischen Auftreten nach noch am ehesten mit mesozonalen Gesteinen der Ostkarpathen in der Gegend des Valea Neagra (M. Savul) (110) übereinstimmen und tektonisch auf keinen Fall der überschobenen Serie des Rodnaer Gebirges angehören können.

DIE TEKTONIK DER MESOZONALEN SERIE

Die mesozonale Serie der kristallinen Schiefer bildet den SW-Teil des Rodnaer Gebirges, wo sie im Valea Rebrișoarei, im Mittellauf des Valea Rebrei, und im Unterlauf des Valea Cormaiei gut aufgeschlossen ist. Von hier wendet sie sich gegen E und bildet einen schmalen Streifen am Südrand des kristallinen Massivs, kreuzt das Valea Anieșului und den Izvorul Băilor und erreicht im Valea Someșului Mare etwas oberhalb von Rodna Veche, ihr östliches Ende. Ferner findet sich diese Serie in ebenfalls ziemlich grosser Verbreitung in der Umgebung des Vrf. Ineului, wo sie eine grosse Deckscholle, die auf dem epizonalen Kristallin schwimmt, bildet und dabei eine komplizierte Tektonik, eine Verfaltung mit der epizonalen Serie zeigt.

Im SW des Rodnaer Gebirges, im Talgebiet der Rebra und der Cormaia zeigt die mesozonale Serie ein sehr konstantes Streichen von NW-SE und ein ziemlich konstantes Einfallen von circa 50—60° nach SW. Wenn diese konstant einfallende Serie eine ungestörte und ungefaltete Schichtfolge darstellen würde, so würden wir für sie zu einer Mächtigkeit von circa 9000 m kommen. Deshalb müssen wir uns diese Serie gefaltet, und zwar in isoklinalen, nach NE überkippten Falten, vorstellen. Einen Anhaltspunkt um den Verlauf der Faltenachsen zu erkennen, liefern uns auch hier die eingeklemmten Synklinalen von kristallinem Kalk, ähnlich wie in der epizonalen Serie. Hier wie dort fassen wir die mächtigeren kristallinen Kalke als die höchsten Schichtglieder auf und deuten sie tektonisch als eingeklemmte Synklinalen. Solche Kalkzüge beginnen zunächst im NW am Muncel und kreuzen das Valea Rebrei. Gegen SE keilen sie bald aus und treten erst weiter im SE, am Cornu Arșiței, Valea Cormaiei und Valea Caselor wieder auf. Eine zweite Gruppe von Kalkzügen findet sich am Muntele Craiul und setzen von hier mit Unterbrechungen in das Valea Cormaiei fort, während sie von hier weiter nach SE bis in das Valea Caselor streichen. Diese Gruppe von kristallinen Kalken ist durch ihre hohe Kristallinität (Marmore mit Tremolithgehalt) ausgezeichnet und wird sehr oft von z. T. sehr mächtigen Amphiboliten begleitet. Eine dritte kleinere Gruppe von kristallinen Kalken ist im Valea Rebrei und im Izvorul Craiei aufgeschlossen. Im Valea Cormaiei beobachtet man in der mesozonalen Serie vereinzelt auch entgegengesetztes NE-Fallen. Die Serie bildet hier eine kleine sekundäre Synklinale. Vom Valea Cormaiei angefangen wendet sich die mesozonale Serie nun gegen E und bildet einen schmalen Saum am Südrand des kristallinen Massivs.

Institutul Geologic al României

Valea Anieșului ist diese Serie bloss auf 3—500 m Ausdehnung aufgeschlossen, kreuzt aber dann weiter im E wieder in grösserer Mächtigkeit das Valea Băilor bei Rodna Veche. E-lich vom Izvorul Băilor steigt die mesozonale Serie in ziemlich flacher Lagerung auf den Piciorul Beneșului hinauf, um dann östlich des Beneș in das Valea Someșului Mare hinabzusinken. Jenseits des Valea Someșului findet sie sich nur in einem kleinen Vorkommen auf der Spitze des Berges Fața Tăului.

DIE DECKSCHOLLE DES INEU

Auf der Höhe des Beneș-Kammes, oberhalb von Rodna Veche liegen über den typisch epizonalen kristallinen Schiefern Granatglimmerschiefer und geschieferte Amphibolite mit dünnen Zwischenlagerungen von kristallinen Kalken in fast schwebender Lagerung. Gegen N, dem Vrf. Ineului zu, sieht man sowohl am Kamm des Beneș selbst als auch westlich davon im Izvorul Băilor und östlich davon im Valea Cobășelului, dass sich die epizonale Serie, überlagert von den mesozonalen Gesteinen, gegen NE einfallend, senkt. Auf diese Weise bildet die mesozonale Serie, in sich wieder in kleinere Falten gelegt, das Massiv des Ineu (Siehe Profil VI und VII). Auf dem östlich des Valea Cobășelului gelegenen Rücken Poala Ineuțului ist dasselbe wieder in grosser Deutlichkeit zu sehen. Etwas undeutlicher und komplizierter werden die Verhältnisse gegen NW, im Izvorul Băilor, wo die mesozonale Serie viel tiefer ins Tal hinabreicht als im Valea Cobășelului und wo sie durch viele Einlagerungen von kristallinen Kalken und Amphiboliten zwischen den Granatglimmerschiefern charakterisiert wird.

Im NW, unmittelbar hinter der Höhe des Kammes Ciungii bricht das mesozonale Kristallin ziemlich unvermittelt ab und stösst in fast gerader Linie an das epizonale Kristallin der Cisia. Wir sind, wie schon weiter oben erwähnt, geneigt, hier eine Störung mit NE-SW-lichem Verlauf auzunehmen.

Auf den Kämmen im NE des Vrf. Ineului, auf dem Piciorul Pleșcuții, auf den Prelucii Gagii, herrscht sowohl in der mesozonalen als auch in der epizonalen Serie ein konstantes NE-Fallen vor, welches bis an die Rotunda anhält. Daraus ist ersichtlich, dass sich die mesozonale Serie hier nicht aus der epizonalen Serie heraushebt, sondern unter sie untertaucht (Siehe Profil VI und VII). Daraus schliessen wir auf das Vorhandensein einer Deckenstirn, die sich hier auf die in Profil VI dargestellte Weise in die epizonale Serie einbohrt. Weiter im S, am Piciorul Șesdros, liegt der Profilschnitt mit der Oberfläche etwas tiefer in der mesozonalen Serie, sodass hier die mesozonale Serie die epizonale wieder deutlich überlagert. Im Unterlauf des Valea Cobășelului sowie im Tale des Someșul Mare oberhalb von Șanț finden wir schwach biotitführende Gesteine von diaphthoritischem Aussehen, bei welchen auf petrographischem Weg keine Entscheidung möglich ist, ob diese Gesteine

Institutul Geologic al României

tektonisch zu der mesozonalen überschobenen Serie oder zu tieferen Gliedern der epizonalen Serie gehören. Ihrer tektonischen Lage nach befinden sich diese Gesteine in der durch das Vorkommen von kristallinen Kalken gut in Erscheinung tretenden Synklinale des Valea Cobășelului. Da auch im Aufstieg zum Muntele Beneș vom Valea Cobășelului aus mehrfach Gesteine mesozonalen Anklanges gefunden wurden, Granatglimmerschiefer und schwach biotitführende Gesteine, freilich in engem Verband mit Gesteinen von epizonalem Charakter, bei denen eine Entscheidung, ob Diaphthorite vorliegen oder nicht, unmöglich war, und da auch die Lage einiger kleinerer Kalkbänder eine Synklinale andeutet, so gelangten wir zu der im Profil VI und VII wiedergegebenen tektonischen Deutung der Verhältnisse: Die Deckscholle des Ineu ist im S, im Valea Cobășelului und teilweise auch im Valea Someșului Mare, in Form einer nach NE überkippten Synklinale in die kristallinen Schiefer der Epizone eingezwängt.

DIE ÜBERSCHIEBUNG

Es wurde bereits oben erwähnt, dass die mesozonale Serie des Kristallins im Rodnaer Gebirge eine Decke über der epizonalen Serie bildet. Nachdem in den vorhergehenden Abschnitten die räumliche Verbreitung und das gegenseitige tektonische Verhältnis der beiden Serien beschrieben wurde, müssen wir uns im Folgenden näher mit dem Charakter dieser Überschiebung selbst bekannt machen.

Wenn wir, auf welcher Profillinie immer, das Verhältnis der mesozonalen zur epizonalen Gruppe studieren, so finden wir, dass es nicht möglich ist, eine haarscharfe Grenze zwischen den beiden Gruppen zu ziehen, also gleichsam die Hand auf die Überschiebungsfläche zu legen, sondern dass wir zwischen den beiden Serien Übergänge, wenn manchmal auch nur auf kurze Strecken, feststellen können. Die Überschiebung hat nirgend den Charakter von mylonitischen Zonen, nirgend finden wir Mesozoikum, metamorph oder nicht metamorph, zwischen den beiden Serien eingefaltet oder eingeklemmt. Da im Rodnaer Gebirge Altmesozoikum überhaupt fehlt, so liegen hier die Verhältnisse für eine geologische Analyse von vorneherein ungünstiger als in der Umgebung von Tulgheș. Die petrographischen Verhältnisse an der Grenze der Epi- und Mesozone im Rodnaer Gebirge weisen viele Ähnlichkeiten mit jener des Tulgheș- und Hăghimaș-Gebietes auf. Hier hat neben I. Atanasiu (71) besonders A. Streckeisen (113) darauf hingewiesen, dass keine scharfe Grenze existiert, sondern dass zwischen beiden Serien Übergänge vorkommen, dass also, — nach Streckeisen — falls eine anormale Lagerung vorliegt, die Deckenstruktur voralpin und die Überschiebung durch nachfolgende Kristallisation verwischt und umgeprägt worden sein

Institutul Geologic al României

muss. Das Vorkommen von nicht metamorphem Mesozoikum sowohl auf den Gesteinen der Mesozone als auch auf jenen der Epizone gibt der Deutung des Alters der Überschiebung als voralpin, vielleicht hercynisch, eine erhöhte Wahrscheinlichkeit.

Im Rodnaer Gebirge lassen sich, ähnlich wie in der Umgebung von Tulgheș, Übergänge zwischen den beiden Serien feststellen. Ein typisches Beispiel bietet uns z. B. das Profil in der Umgebung des Vrf. Paltiniș-Oprișeasca.

Beim Aufstieg auf die Oprișeasca vom Valea Rebrei aus, durchkreuzen

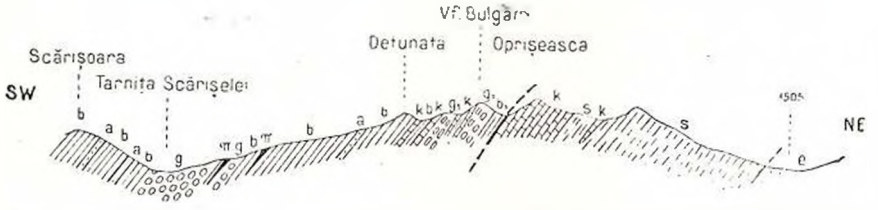


Fig. 3. — Profil Scărișoara — Bulgăr — Oprișeasca. Überschiebung der mesozonalen auf die epizonale Serie.

1 : 30.000

b, Biotitparagneise und Biotitschiefer; b_1. Diaphthoritische phyllitische Biotitschiefer; g, Granatglimmerschiefer; g_1, Diaphthoritische phyllitische Granatglimmerschiefer; a, Geschieferte Amphibolite; k, Kristalline Kalke; π, Pegmatite; s, Serizit-Chloritschiefer; e, Eozän.

wir zunächst die typische, aus Granatglimmerschiefern, Biotitparagneisen, Biotitmuskowitschiefern und Amphiboliten bestehende mesozonale Serie, die auch auf dem Kamm Craiul-Detunata-Scărișoara gut entwickelt ist. Hier finden sich auch mehrere kleine Einlagerungen von kristallinem Kalk, die auch auf dem Rücken der Oprișeasca gut sichtbar sind. Von der Scărișoara gegen die Tarnița Scărișoarei zu finden sich noch Biotitparagneise und Biotitquarzite mit zwei zwischengelagerten Amphibolitzügen. Beim Aufstieg auf die Detunata folgen Granatglimmerschiefer und quarzreiche Gesteine mit dazwischengelagerten Pegmatitlinsen. Darauf folgen wieder Biotitschiefer und ein Amphibolitzug. Im Sattel +1689 sind zwei kleine Einlagerungen von weissem Marmor aufgeschlossen. Weiter gegen NE folgen nun wieder Biotit- und Granatglimmerschiefer, die hier in einzelnen Lagen reicher an Muskowitschuppen werden und schon eine gewisse Ähnlichkeit mit dem epizonalen Kristallin erlangen. Im Sattel südlich des Vrf. Bulgărului +1774 streichen zwei weitere Züge von kristallinem Kalk durch. Von hier gegen den Vrf. Bulgărului +1774 stehen Glimmerschiefer an, die noch ziemlich grobschuppig sind und oft ziemlich grosse Granaten führen. Die Granaten erscheinen u. d. M. gepresst und zerbrochen, auseinandergezogen. Zwischen den Granatglimmerschiefern finden sich schon häufiger Zwischenagerungen von Serizit-Chloritschiefern, Serizitquarziten, die völlig dem

Institutul Geologic al României

epizonalen Kristallin gleichen. Dann erscheinen jedoch unter diesen Gesteinen wieder fein- bis mittelschuppige biotitführende Gesteine. Es finden sich auch biotithältige Chloritschiefer, die Serizitschiefer und Quarzite enthalten kleine Granatkörnchen. Darauf folgt der mächtige kristalline Kalkzug der Oprișeasca, der aus weissem, ziemlich feinkörnigen Marmor besteht. Weiter gegen N, gegen den Sattel +1505 folgen nun unter dem Kalk der Oprișeasca Chloritschiefer, Serizit-Chloritschiefer, Phyllite, eine typisch epizonale Serie, die gar keinen Biotit führt. Aus der Beschreibung dieses Profiles geht hervor, dass es sich um einen Übergang der mesozonalen Serie in die epizonale Serie handelt. Es ist somit schwer, ja ganz unmöglich, eine feste Grenze zwischen diesen beiden Serien auf der Karte zu ziehen. Es hat den Anschein, als ob die mesozonale Serie an der Überschiebung auf grössere Erstreckung hin diaphthoritisiert wäre ; tektonische Beeinflussung lässt sich besonders an den Granaten der Glimmerschiefer dieser Zone erkennen. Die Diaphthorese scheint einzelne Horizonte bevorzugt zu haben, wodurch sich die eigentümlichen Wechsellagerungen zwischen meso- und epizonalen Gesteinen erklären lassen. In den Profilen haben wir uns entschlossen die Grenze zwischen den beiden Serien über den Kalkzug der Oprișeasca zu legen, weil dieser direkt von der typischen epizonalen Serie ohne Anzeichen einer anormalen Lagerung unterteuft wird. Der Kalk der Oprișeasca gehört also nach unserer Interpretation zur epizonalen Serie. Darüber folgt dann eine diaphthoritische Serie des mesozonalen Kristallins, welche nach oben in die typische, nicht veränderte mesozonale Serie übergeht.

Gegen SE, gegen das Talgebiet der Cormaia senkt sich die Überschiebung tiefer und ist in den sehr unwegsamen Tälern und den mit Urwald bedeckten Berghängen nur sehr schlecht aufgeschlossen und schwer zu verfolgen. Doch lässt sich auch hier nirgend eine unmittelbare scharfe Grenze festlegen. Unter den typischen Biotit-Muskowitschiefern folgen feiner schuppige Glimmerschiefer, die schon etwas chloritisch werden, darunter kristalline Kalke und typisch epizonale Chloritschiefer.

Im Valea Cormaiei (Valea Vinului) ist der Kontakt zwischen den beiden Serien wieder gut aufgeschlossen. Hier ist der Übergang plötzlicher als an der Oprișeasca. Im Valea Cormaiei finden wir in der Gegend des Zusammenflusses des Valea Vinului und des Valea Petrelor noch typisch mesozonale Gesteine, Biotit-Muskowitschiefer mit dazwischengelagerten marmorartigen kristallinen Kalken. Darunter folgt ein Biotit-Muskowitschiefer, der jedoch einen viel kleineren Biotitgehalt hat. Talaufwärts folgen geschieferte Amphibolite mit Epidotadern, ähnlich wie an dem Muntele Craiul, deren Fortsetzung sie darstellen, darunter grauliche Kalkschiefer bereits von mehr epizonalem Charakter, die aber von Amphibolitschnüren durchzogen werden. Amphibolite und Kalkzüge halten an bis zum Zusammenfluss mit dem Valea Vinului. Bei der Mündung des Valea Vinului steht noch kristalliner Kalk an,

Institutul Geologic al României

unter ihm folgt talaufwärts wieder mehr mesozonal aussehendes Kristallin in Form von Biotit-Muskowitschiefern. 200 m talaufwärts von diesem Aufschluss stehen typisch epizonale, geriefte Phyllite mit Quarzadern, mit Zwischenlagerungen von Amphibolschiefern, blätterige Chloritschiefer, Serizitschiefer sowie weisse schieferige Quarzite mit Muskowitschuppen an, weiterhin auch quarzitische Serizitschiefer.

Im Valea Anieșului stehen zu Beginn des kristallinen Massivs Granat-

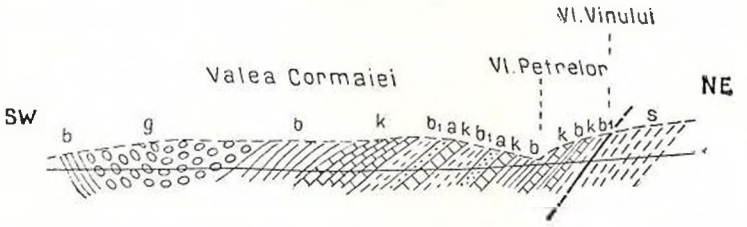


Fig. 4. — Profil entlang des Valea Cormaiei. Überschiebung der mesozonalen auf die epizonale Serie.

1 : 25.000

b, Biotitparagneise und Schiefer; b_1, Diaphthoritische phyllitische Biotitschiefer; g, Granatglimmerschiefer; a, Amphibolite; k, Kristalline Kalke; s, Serizit-Chloritschiefer.

glimmerschiefer mit sehr kleinen Granaten an, ferner Glimmerschiefer mit feinen Biotitschüppchen, welche allmählich in eine Serie von Chloritschiefern und Serizitphylliten, die ein diaphthoritisches Aussehen haben, übergehen. Die mesozonale Serie ist hier nur auf eine sehr kleine Entfernung aufgeschlossen.

Im Izvorul Băilor, oberhalb von Rodna Veche, steht im Unterlauf dieses Tales ebenfalls mesozonales Kristallin auf ca 2 km Erstreckung an. Es besteht hier aus schwach biotithältigen, oft quarzreichen Glimmerschiefern, die auch ein wenig Granat führen. Bei km 2,3 folgen dann darunter, nicht besonders gut aufgeschlossen, epizonale Gesteine, zunächst Phyllite, dann bei den Kalköfen, durch Rutschungen ziemlich verdeckt, kristalline Kalke. Hangaufwärts lässt sich der Zug des kristallinen Kalkes gegen den Priporul Pietrei Albe hin gut verfolgen, wobei er von schwarzen Quarziten begleitet wird. Unterhalb der Spitze des Priporul Pietrei Albe macht der Zug des kristallinen Kalkes einen Knick und zieht in fast horizontaler Lagerung unter dem Gipfel durch. Vom Priporul Pietrei Albe gegen S, am Abhang gegen Rodna Veche, folgen über dem Kalk weisse Quarzitschiefer mit Muskowit, die bis auf die Spitze des Priporul Pietrei Albe anhalten. Gegen S folgen dann noch einige typisch epizonale Chloritschiefer, noch weiter nach S über ihnen Biotitschiefer mit Einlagerungen verwitterter pegmatitischer Gesteine. Der Biotitgehalt

Institutul Geologic al României

der Gesteine ist wechselnd, oft überwiegt der Muskowit. Es finden sich auch Granatglimmerschiefer, Amphibolite, dann dünnschieferige phyllitische Gesteine mit Garbenamphibolen auf den Schichtflächen, Staurolith-Granatglimmerschiefer, gegen Rodna Veche zu quarzreiche Biotitschiefer, dann auch massiger aussehende feinschuppige Biotitschiefer, manchmal auch granatführend.

Auf dem Weg von Rodna Veche zum Muntele Beneș stehen zunächst Biotit führende Glimmerschiefer an, deren Biotitgehalt sehr wechselt, die sehr quarzreich sind und oft ein phyllitisches Aussehen haben. Nach Durchquerung eines Andesitganges folgt wieder Biotitglimmerschiefer mit Zwischenlagerungen von Granatamphiboliten, darunter ein Zug von feinschichtigen, z. T. aber auch derben Amphiboliten. Darauf folgt sehr wenig typisches

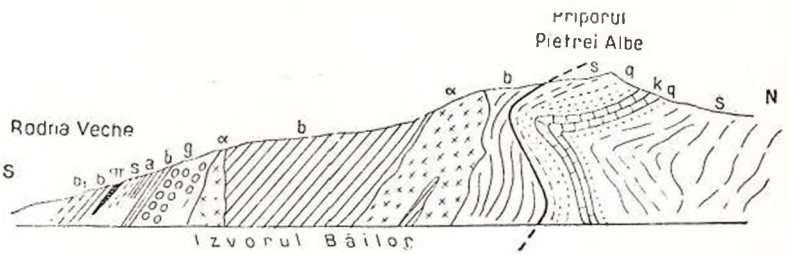


Fig. 5. — Profil Rodna Veche — Priporul Pietrei Albe. Überschiebung der mesozonalen auf die epizonale Serie.

1 : 30.000

b, Biotitparagneise und Schiefer; b_1, Diaphthoritische Biotischiefer; g, Granatglimmerschiefer; π, Pegmatite; s, Serizit-Chloritschiefer; q, Quarzite; k, Kristalline Kalke; α, Andesite.

glimmerschieferartiges Kristallin, oft ohne Biotitgehalt, auch Quarzite, darunter Glimmerschiefer mit sehr grossen Granaten in Wechsellagerung mit fein geschieferten Granatamphiboliten, dann wieder auch Muskowitglimmerschiefer und Quarzite. Darauf werden zwei Kalkzüge gekreuzt, die wieder in wenig typischem intermediären Kristallin liegen. Dann folgt bergauf wieder mesozonales Kristallin und zwei kleine Kalkzüge, die leider schlechter Aufschlüsse wegen ihr Nebengestein nicht zur Beobachtung gelangen lassen. Beim Aufstieg auf die Poala Ineuțului folgen nun darunter typische epizonale Chloritschiefer und quarzreiche Serizitschiefer.

Die zusammenhängende mesozonale Serie im SW und S des Rodnaer Gebirges kann als Wurzelzone der Decke bezeichnet werden, weil südlich von ihr nirgend die epizonale Unterlage wieder heraustritt. Natürlich hat dieser Begriff nur eine relative Bedeutung, da ja die Serie recht bald unter das Eozän untertaucht und überhaupt nicht weiter verfolgt werden kann. Doch gibt der tektonische Stil dieser Einheit die Berechtigung von einer Wurzelzone zu sprechen, denn wie wir oben erwähnt haben, weist diese Zone

Institutul Geologic al României

wahrscheinlich eine Struktur in engen Isoklinalfalten auf, welche mit einer Deckschollennatur nicht gut vereinbar wäre. Dies umsomehr, als die wirkliche Deckscholle des Ineu einen ganz anderen Faltungsstil aufweist. Hier fehlen die vielen isoklinalen Falten vollständig, es herrscht flacher Faltenbau und nur hie und da tief eingezwängte Synklinalen. Während es nun, wie bereits aus den oben beschriebenen Profilen hervorgeht, schwer fällt, eine genaue Grenze zwischen Epi- und Mesozone in der Wurzelzone zu geben, so ist dies umsomehr noch für die Deckscholle des Ineu der Fall. Hier ist das Mesokristallin der überschobenen Decke mit dem darunter liegenden Epikristallin z. T. verfaltet worden, wobei sich, besonders in den tiefer gelegenen Teilen, z. B. in den Synklinalscharnieren, eine starke nachträgliche Diaphthorese bemerkbar macht, welche die Unterschiede im Gesteinscharakter noch mehr verwischt und oft ganz unkenntlich macht. Deshalb erhalten wir im Bereich der Deckscholle des Ineu überall das Bild eines allmählichen Überganges des mesozonalen Kristallins in das epizonale. Doch gerade hier, im Gebiet der hochliegenden Deckscholle, ist es besonders deutlich zu sehen, dass die Mesozone überall oben, die Epizone hingegen unten liegt, dass sich der Übergang der metamorphen Fazies also in inversem Sinne vollzieht. Gerade hier kann auch aus dem vollkommenen Mangel an alten Eruptivgesteinen ersehen werden, dass hier keine Kontakmetamorphose vorliegen kann. Die Neigung der Schichten ist meist so schwach, dass im Falle einer von unten einwirkenden Kontaktmetamorphose unbedingt auch die darunter liegende epizonale Serie hätte verändert werden müssen. So sehen wir also gerade in dieser Gegend wo die petrographische Abgrenzung der beiden Serien sehr schwer ist, dennoch die beste Stütze für unsere Ansicht von der Deckennatur der mesozonalen Serie.

Im Profil vollziehen sich die Übergänge folgendermassen : Die epizonale Serie ist unten in den Tälern typisch ausgebildet, sie hat Einlagerungen von kristallinen Kalken. Gegen oben folgen z. B. im Talgebiet des Valea Cobășelului über dem mächtigen Kalkzug noch typisch epizonale Gesteine. Es folgen darüber noch mehrere schmale Kalkhorizonte, die teils epizonalen Gesteinen zwischengelagert sind, teils stellen sich jedoch bereits Einlagerungen von Granatglimmerschiefern mesozonalen Charakters ein. Die epizonalen Schiefer beginnen auch häufig biotitführend zu werden. Je weiter man nach oben kommt, desto häufiger werden die Granatglimmerschiefer, es stellen sich auch schmale Amphibolitlagen ein, die Zwischenlagerungen von kristallinen Kalken verschwinden. Doch auch inmitten der Granatglimmerschiefer trifft man noch sehr oft auf Gesteine mit epizonalem Charakter, die Granaten verschwinden, es herrschen muskowitische, quarzreiche Glimmerschiefer vor. Oft erhalten die Gesteine phyllitisches Aussehen und führen auf den Schichtflächen bis 2 cm lange Amphibolnadeln kreuz und quer gela-

Institutul Geologic al României

gert, welche das einzige mesozonale Element des Mineralbestandes bilden (Hornblendegarbenschiefer).

Am allerwenigsten ausgeprägt erscheint der Unterschied zwischen Meso- und Epizone im NE der Deckscholle des Ineu, wo auch die für die Gliederung wichtigen Horizonte der kristallinen Kalke bis auf einige kleinere Einlagerungen fehlen.

Im folgenden wollen wir einige Profile dieser Übergänge zwischen Meso- und Epizone aus dem Gebiet der Deckscholle des Ineu beschreiben.

a) Muntele Beneș. Während an den Poalele Ineuțului typische Chloritschiefer herrschen, finden sich am Weg westlich des Muntele Beneș bereits biotitführende Amphibol- und Chloritschiefer. Im Sattel nördlich des Muntele Beneș liegen kristalline Kalke, die als Einlagerungen in der mesozonalen Serie aufgefasst werden. Gegen die Spitze des Muntele Beneș zu folgen Granatglimmerschiefer, Granatamphibolite, dann wieder auch Glimmerschiefer, die mehr dem epizonalen Kristallin ähnlich sehen, dann quarzreiche Serizit-Chloritschiefer mit Zwischenlagerungen von kristallinen Kalken. Es ist auch hier sehr schwer, eine Grenze zwischen Meso- und Epizone zu ziehen.

b) Izvorul Băilor (beim Bergwerk). Von der Mündung des Izvorul Roșu aufwärts stehen im Izvorul Băilor Serizit-Chloritschiefer an, es folgen dann talaufwärts Gesteine mit kleinem Feldspatgehalt (eventuell porphyrogene Gesteine), weiter aufwärts gehen die Serizit-Chloritschiefer mehr in Muskowitglimmerschiefer über, die aber noch öfters mit typischen epizonalen Serizit-Chloritschiefern wechsellagern, in denen auch epizonale kristalline Kalke vorkommen. Erst in der Umgebung des alten Pochwerkes, wo der Weg zum heutigen Bergwerk aufzusteigen beginnt, wird das Kristallin wieder glimmerschieferartiger, es stellen sich Granatglimmerschiefer und zwei Züge von kristallinem Kalk ein. Zunächst zeigen sie noch ein südliches Einfallen, welches sich jedoch weiter nach oben bald in ein nördliches wendet. Es finden sich wieder mehrere Einlagerungen kristalliner Kalke. Während unten im Tal die Granatglimmerschiefer noch ziemlich selten sind, werden sie nach oben, gegen den Hang der Ciungii immer häufiger. In 1570 m Höhe findet sich am Ciungiikamm noch ein kristalliner Kalk den Granatglimmerschiefern zwischengelagert, darüber folgen dann auch Granatamphibolite.

c) Prelucii Gagii. Wie bereits oben erwähnt, ist auf der NE-Seite der Deckscholle des Ineu die Abgrenzung der mesozonalen Serie von der epizonalen am schwersten durchzuführen. Während der Vrf. Ineului und Ineuțului, das Kar des Valea Lălii noch aus typischen mesozonalen Gesteinen bestehen (Granatglimmerschiefer, Gneise, Amphibolite, Hornblendegarbenschiefer), so stellen sich auf dem Kamm der Prelucii Gagii, gegen den Vrf. Sghiabului zu, sehr bald Gesteine mit epizonalem Charakter ein. Die Serie wird quarzreich, die Granatglimmerschiefer wechsellagern mit quarzreichen

Institutul Geologic al României

Serizit-Chloritschiefern, die am Sghiabul wieder biotitführend werden. Von hier an herrscht typisches Epikristallin, Serizit-Chloritschiefer, Glimmerschiefer und spärliche Zwischenlagerungen von kristallinen Kalken. Diese Serie hält bis an den Rotundapass an. Das Einfallen der Serie ist konstant nordöstlich.

d) Piciorul Pleşcuţei. Auf diesem Kamm befinden sich bereits in 1585 m Höhe Chlorit-Serizitschiefer, die Glimmerschiefern sehr ähnlich werden. Gegen oben, am Hang von +1674 nehmen diese Schiefer noch ausgesprochener den Charakter von Glimmerschiefern an. Granaten werden ebenfalls, wenn auch selten angetroffen. Dagegen sind die Schiefer hier sehr quarzreich. Gegen den Muncelut +1728 zu, werden die Schiefer wieder mehr chloritschieferähnlich, Granaten fehlen. In dieser Ausbildung hält das Kristallin nun bis gegen die Ciungii an. Im Sattel +1753 ist es ebenfalls in der gleichen Ausbildung vorhanden, ebenso am SE-Hang der Ciungii, wo es sehr quarzreich wird. Je weiter wir den Kamm hinaufgehen, desto mehr finden wir typische Glimmerschiefer, die dem mesozonalen Kristallin ähnlich sehen und die auch wieder häufiger Granat führen. In diesem Profil lässt sich eine natürliche Grenze zwischen Meso- und Epizone überhaupt nicht ziehen und die auf der Karte bei circa 1800 m Höhe angenommene Grenze ist ziemlich willkürlich.

DIE STELLUNG DES RODNAER KRISTALLINS ZUM REST DER KRISTALLINEN OSTKARPATHEN

Wie bereits auseinandergesetzt wurde, bildet das Kristallin des Rodnaer Gebirges mit dem Rest der kristallinen Ostkarpathen eine geologische Einheit. Das Rodnaer Gebirge stellt einen horstartig stehengebliebenen Teil des westlichen Flügels des kristallinen Gewölbes der Ostkarpathen dar. Sowohl im N, im Gebiet des kristallinen Massivs der Maramureş, als auch im S ist dieser Westflügel des Kristallins zum grössten Teil unter den Tertiärbecken von Ruspoiana, Bârgău, unter den Becken der Ciuc und unter der Hărghita von jüngeren Bildungen verdeckt. So erhält das Rodnaer Gebirge als einziger stehen gebliebener Horst des Westflügels der Ostkarpathen sowohl in petrographischer als auch in tektonischer Beziehung eine besondere Bedeutung. Petrographisch wird erwiesen, dass die charakteristische epizonale kristalline Serie, die Tulgheşserie, welche im N vom kristallinen Massiv der Maramureş angefangen durch die ganzen kristallinen Ostkarpathen, über das Gebirge von Bistriţa, die Gegend von Tulgheş-Hăghimaş eine weite Verbreitung besitzt, auch im westlichen Flügel des Gewölbes vorhanden ist. Doch besondere Wichtigkeit erhält das Rodnaer Gebirge durch das Vorhandensein der zweiten, überschobenen Serie, die hier in weiter Verbreitung

Institutul Geologic al României

studiert werden kann. Wie bereits früher ausgeführt, ergibt sich aus dem tektonischen Studium des Rodnaer Gebirges mit grosser Deutlichkeit die NE-Richtung der tektonischen Bewegung, sowohl des Schubes als auch des Faltenbaues. Die Ostkarpathen in engerem Sinn stellen mit ihrem vorherrschenden NE- und E-Fallen der Gesteine nur insofern einen Spezialfall

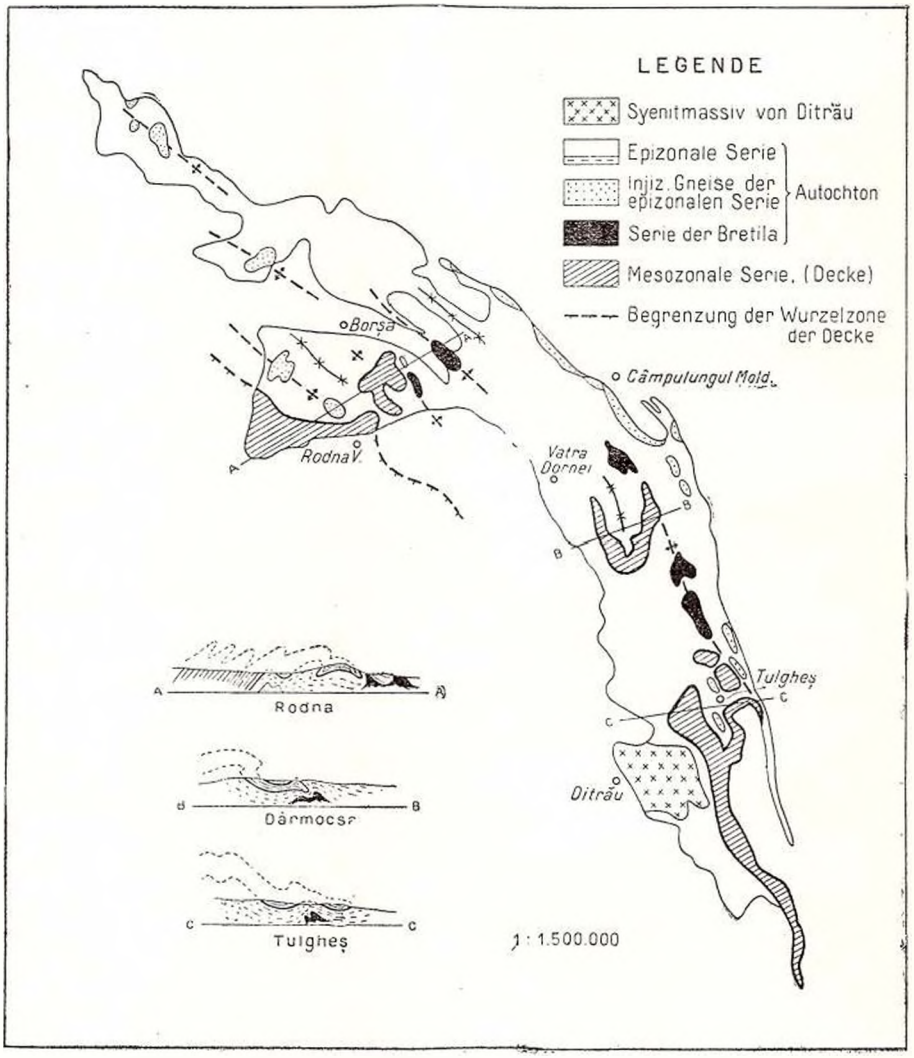


Fig. 6. — Tektonische Skizze der kristallinen Ostkarpathen.

dar, als dies Gebiet eben dem östlichen Flügel des grossen Antiklinoriums der Ostkarpathen entspricht. Was nun die alte hercynische Tektonik der gesamten Ostkarpathen anbelangt, so lässt sich folgendes sagen: Die epizonale kristalline Serie zeigt in ihrer ganzen Erstreckung von der Maramureş

Institutul Geologic al României

bis zum Hăghimașul Mare dieselbe tektonische Stellung: Ein NW-SE streichender Faltenbau, der in seinem inneren, SW-Teil eine ganze Reihe von liegenden, überkippten Falten aufweist, die im Rodnaer Gebirge gut aufgeschlossen sind. In der Mitte des Gewölbes herrscht ein ziemlich regelmässiger, normaler Faltenbau, es sticht dabei besonders eine grosse Antiklinalzone hervor, welche ungefähr durch die Mitte des kristallinen Massives der Maramureș und von hier gegen die Bretila im Valea Bistriței Aurii streicht. Gegen den Aussenrand, gegen NE, herrscht dann ein mehr isoklinales Faltengebiet mit nach NE einfallenden Schichten.

Die Gewölbe der injizierten Augengneise, wie wir sie in typischer Ausbildung im Valea Anieșului und im Valea Rebrei kennen gelernt haben, wiederholen sich im Massiv der Maramureș, wo die Greben-Gneise im Valea Vaserului, zwischen Lunca Balmoș und Șneapăn, ein Gewölbe bilden, welches mit jenem des Valea Rebrei grosse Ähnlichkeit hat. Weiter im NW, am Pop Ivan und im Valea Ruskirva bilden diese Gneise ein zweites antiklinales Gewölbe und können ihrer petrographischen Ausbildung und ihrer tektonischen Stellung nach nur mit den Gneisgewölben des Anieș- und des Rebratales im Rodnaer Gebirge verglichen werden (KRÄUTNER, 92), sie entsprechen aber tektonisch nicht derselben Antiklinale wie die Rodnaer Gewölbe, sondern einem neuen, weiter nach NE liegenden Antiklinalzug. Weiter gegen S, in den Munții Bistriței scheint diese Antiklinalzone vielleicht infolge eines allgemeinen axialen Gefälles gegen S vollkommen unterzutauchen. Hier sowohl als auch am Aussensaum der kristallinen Masse der Ostkarpathen finden sich nur kleinere Injektionen von Augengneis, in Form von schmalen Lamellen und Bändern, welche wohl ihrer Kleinheit wegen keine besonders guten Kontakthöfe ausgebildet haben. Hierher ist z. B. die schmale Gneiszone zu zählen, welche am Aussenrand des kristallinen Massivs in der Bukowina über die Tartarek-Bäche in das Valea Moldovei streicht und sich südlich dieses Tales in das Rarăugebiet, zum Muncel fortsetzt. Bei Pojorâtă und am Muncel finden sich auch schmale Kontaktzonen von mesozonalen Gesteinen. Über die Umgebung von Broșteni ziehen dann die schmalen Gneisinjektionen in die Umgebung von Tulgheș (Gneis von Măgura und Gneis von Măgura Prisăcani) wo sie nur ganz schmale Lamellen bilden und nur bei einem einzigen Vorkommen auch einen schmalen Kontakthof von Granatglimmerschiefern aufweisen ATANASIU (71). Jedoch auch am W-Saum der Ostkarpathen finden sich noch solche kleine Injektionen von Augengneis, wie z. B. die von M. SAVUL (109) beschriebenen in der Gegend von Șarul Dornei.

Wenn wir nun die mesozonale überschobene Serie des Rodnaer Gebirges ins Auge fassen, so können wir sehen, dass diese Serie im SW-Zipfel des Rodnaer Gebirges ihre Wurzelregion hat. Sie überschiebt hier sehr deutlich, auf die ganze Erstreckung des Rodnaer Gebirges hin, die epizonale Serie. Die westlich des Rodnaer Gebirges sich erhebenden kristallinen Inselgebirge

Institutul Geologic al României

der Preluca, Ţicău usw. sind, wie wir nachweisen konnten (KRÄUTNER, 89—91), petrographisch der mesozonalen Serie des Rodnaer Gebirges sehr ähnlich. Wir sehen also, dass die mesozonale Serie sich nach W in das Innere des Siebenbürgischen Beckens fortsetzt, wo sie, nach den übrig gebliebenen Resten der nordwestsiebenbürgischen kristallinen Inselgebiete zu schliessen, eine sehr weite Verbreitung hatte. Im Rodnaer Gebirge sehen wir, dass diese Serie randlich die epizonale Serie der Ostkarpathen überschiebt. Ihr tektonischer Stil, eine Reihe von isoklinalen Falten, spricht mehr für eine Wurzelregion als für eine von weither gebrachte Decke. Der SW-Zipfel des Rodnaer Gebirges ist die einzige Stelle der kristallinen Ostkarpathen, wo die Wurzelregion dieser Decke aufgeschlossen ist. Wie wir weiter gesehen haben, bildet diese mesozonale Serie in der Gegend des Ineu eine grosse, auf der epizonalen Serie liegende, mit ihr verfaltete Deckscholle, die, unseren Profilen zufolge, im NE eine Stirn bildet, die sich in die epizonale Serie einwickelt. Demzufolge haben wir weiter im NE nicht mehr mit dem Vorkommen dieser Decke zu rechnen. Die Erfahrungen bestätigen dieses : Nordöstlich von der Deckscholle des Ineu finden sich in der ganzen Breite der Ostkarpathen keine Deckschollen der mesozonalen Serie mehr. Ebenso wenig finden sich solche Deckschollen im kristallinen Massiv der Maramureş, welches, wie wir bereits gesehen haben, tektonisch einer von der Deckscholle des Ineu nach NE, nach aussen liegenden Zone entspricht. Wenn wir nun die Verbreitung der mesozonalen Serie nach S hin verfolgen, so sehen wir, dass infolge des Niederbruches des Westflügels der kristallinen Ostkarpathen die Wurzelzone nirgend mehr aufgeschlossen ist. Hingegen finden wir eine Fortsetzung der Deckscholle des Ineu gegen SE in der Gegend des Valea Neagră, bei Dârmocsa, wo M. SAVUL (110) Verhältnisse beschreibt, die denen im Rodnaer Gebirge ähnlich sind. Auch hier liegt eine mesozonale Serie, welche petrograpisch derjenigen aus dem Rodnaer Gebirge vollkommen entspricht, auf der epizonalen Serie und scheint sogar, wie am Ineu, im NE eine Stirn zu bilden. Im Gegensatz zum Rodnaer Gebirge wird diese Decke aber wieder von epizonalen kristallinen Gesteinen bedeckt, sodass hier weitere tektonische Komplikationen vorzuliegen scheinen. Ein weiterer Unterschied gegenüber Rodna ist der, dass in der Gegend Dârmocsa-Valea Neagră unter der epizonalen Serie wieder Gesteine zum Vorschein kommen, welche der mesozonalen überschobenen Serie sehr ähnlich sehen. Im Rodnaer Gebirge geht die epizonale Serie nach unten zwar auch in mesozonale Gesteine über, doch sind dies Gesteine aus dem Kontaktmantel der Injektionsgneismassive die hier in der Gegend des Valea Neagră fehlen. Im Rodnaer Gebirge stellen sich an der Bretila zum ersten Mal ähnliche Verhältnisse wie im Valea Neagră-Dârmocsa ein. In der Antiklinale von Bretila kommen unter der epizonalen Serie Gesteine zum Vorschein, die petrographisch mehr der überschobenen Mesozone als dem Kontaktmantel der Injektionsgneise gleichen. Wir müssen

Institutul Geologic al României

also annehmen, dass unter der epizonalen Serie im östlichen Teil der Ostkarphaten ein Kristallin liegt, welches mit demjenigen der überschobenen mesozonalen Serie identisch ist, dass also wahrscheinlich ein komplizierter mehrfacher Deckenbau vorhanden ist.

Die granodioritischen Intrusivmassive I. ATANASIU's (71) möchte ich, der von I. POPESCU-VOITEȘTI (104) gegebenen Interpretation folgend, auch eher als Deckschollen der mesozonalen Serie, die auf der epizonalen Tulgheșserie schwimmen, deuten. Ihr petrographischer Habitus und vor allem ihre auffällige tektonische Stellung lassen diese Deutung zu. Hier gehen die Analogien mit dem Rodnaer Gebirge wieder sehr weit. Im nördlichen Teil des Aussenflügels der Randmulde im Gebiete des Hăghimaș, scheinen diese mesozonalen Gesteine sogar auf dieselbe Art eine Stirn zu bilden und sich in die epizonale Serie einzuwickeln, wie dies nordöstlich des Ineu der Fall ist. Hier erreicht dann die Stirn der Decke bereits den Aussenrand der kristallinen Ostkarpathen. Dieses stimmt wieder sehr gut mit der bereits von I. ATANASIU betonten Tatsache überein, dass der heutige Aussenrand der kristallinen Ostkarpathen ein junger Bruchrand ist, der mit der inneren Struktur der kristallinen Ostkarpathen in gar keiner Beziehung steht. Das Kristallin der Ostkarpathen streicht nicht parallel zu diesem Rand, sondern die Falten des Kristallins bilden mit ihm einen spitzen Winkel.

DAS ALTER UND DIE REGIONALTEKTONISCHE STELLUNG DER KRISTALLINEN SCHIEFER DES RODNAER GEBIRGES

Im Rodnaer Gebirge sind die tektonischen Verhältnisse so kompliziert, dass man nur schwer und ohne absolute Sicherheit eine stratigraphische Schichtfolge der kristallinen Schiefer feststellen kann. Ein erster Versuch wurde in dieser Beziehung von ZAPALOWICZ (67) gemacht, der jedoch rein schematisch und für unsere Zwecke nicht brauchbar ist. Dagegen hat M. REINHARD (105) in den Südkarpathen den Nachweis versucht, dass die kristallinen Kalke des Făgărașer Kristallins den jüngsten geologischen Horizont des Kristallins darstellen, da sie fast stets als eingeklemmte Synklinalen in den übrigen kristallinen Schiefern erscheinen. In der Umgebung von Tulgheș versuchte I. ATANASIU (71) eine Schichtfolge des Kristallins der Tulgheșserie aufzustellen, wobei er zu folgenden Ergebnissen kommt: Während im unteren Teil der kristallinen Schiefer keine besonders ausgeprägte und charakteristische Schichtfolge aufgestellt werden kann (es herrschen hier quarzreiche Schiefer, Serizit- und Chloritschiefer vor), so kann man im oberen Teil der Serie folgende stratigraphische Schichtfolge feststellen: Chloritschiefer mit Quarz, darüber die Gruppe der porphyrogenen Gesteine,

Institutul Geologic al României

dann schwarze Quarzite und schliesslich kristalline Kalke, die also auch hier, wie in dem Făgărășer Kristallin, den obersten Horizont zu bilden scheinen.

Was die tektonischen Verhältnisse anbelangt, so hält I. ATANASIU den kristallinen Kern der Ostkarpathen für einen Rest der kimmerischen Ketten, welche von der Dobrogea im SE sich bis zu den Sudeten im NW erstrecken. Dabei vergleicht er die hercynischen Ketten der Dobrogea mit dem Gebirge der Lysa Gora und den kristallinen Kern der Ostkarpathen mit den Sudeten und zwar mit dem lugischen Bau von F. E. SUESS (114). Dieser Vergleich stützt sich vor allem auf die Bewegung von NE gegen SW, die, charakteristisch für den lugischen Bau, von I. ATANASIU auch für die Ostkarpathen angenommen wird. Im Rodnaer Gebirge, welches mit dem Rest der Ostkarpathen unbedingt eine tektonische Einheit bildet, herrscht, wie wir früher gesehen haben, durchaus nicht mehr ausschliesslich das NE-Fallen der Gesteine vor, wie im Rest der Ostkarpathen. Besonders im SW des Rodnaer Gebirges ist das Fallen konstant SW. Wie uns unsere tektonische Analyse in grosser Klarheit gezeigt hat, geht die Bewegung in den Ostkarpathen, speziell im Rodnaer Gebirge von SW nach NE und erst östlich der Deckscholle des Ineu stellt sich ein konstantes Einfallen nach NE ein, welches aber an der Rotunda und an der Bretila wieder einem normalen Faltenbau weicht. Man kann also nicht mit I. ATANASIU annehmen, die Bewegung sei in den Ostkarpathen von NE gegen SW gegangen. Sobald man auch das Rodnaer Gebirge in Betracht zieht, welches ja nichts weiter als den stehengebliebenen Westflügel der kristallinen Ostkarpathen bildet, so kommt man aus dem allgemeinen Baustil zur Erkenntnis, dass die Bewegung in den kristallinen Ostkarpathen von SW nach NE gegangen ist und dass die Ostkarpathen heute ein grosses Antiklinorium darstellen. Das Einfallen der Schichten allein kann nicht als Beweis für die tektonische Richtung der Faltung oder des Schubes angesehen werden. Damit fällt aber auch die Grundlage des Vergleiches von I. ATANASIU mit dem lugischen Bau von F. E. SUESS. Aber auch sonst lassen sich die kristallinen Ostkarpathen nicht gut tektonisch in den Rahmen des lugischen Baues einfügen. Der lugische Bau ist charakterisiert durch das Eindringen grosser Batholiten in einen seichten Faltenbau und durch eine Rahmenfaltung im Sinne von STILLE. Wenn wir das tektonische Bewegungsbild und die allgemeine tektonische Fazies der Gesteine der kristallinen Ostkarpathen in Betracht ziehen, so fügen sich die Ostkarpathen viel besser in den morawo-silesischen Bau von F. E. SUESS (114) als in die Sudeten des lugischen Baues. Der morawo-silesische Bau zeigt alpine Anklänge und alpine Metamorphose der Gesteine, grosse Deckenschübe, alpine Profile, so wie wir das auch in den Ostkarpathen feststellen konnten.

Die grosse Wahrscheinlichkeit des vortriadischen Alters der Deckenbewegung in den Ostkarpathen gibt uns eine weitere Berechtigung, in den

Institutul Geologic al României

Ostkarpathen ein Stück alten variszischen Gebirges zu sehen, welches zwar durch die alpinen Faltungen in Mittelkreide und Tertiär wieder ergriffen und neubelebt, aber dennoch in seiner inneren Struktur nicht stark verändert wurde. Jedenfalls haben die alpinen Faltungen kein solches Ausmass gehabt, dass sie eine Umwandlung der Gesteine, eine Metamorphose, weder in konstruktivem noch in destruktivem Sinne-Diaphthorese-herbeizuführen vermochten.

Aus der Rekonstruktion und Auflösung des variszischen Orogens im Bereiche der Ost- und Nordostkarpathen und ihres Vorlandes, bis gegen die Sudeten in weiterem Sinn, geht sowohl in der Darstellung bei KOBER (85) als auch bei DEMAY (78) klar hervor, dass im Raume der heutigen Ostkarpathen der nach NE bewegte Nordstamm des variszischen Orogens, die Rheniden, charakterisiert vor allem durch die rheinische Fazies des Devons, durchzogen.

Nachdem wir nun durch die tektonische Analyse dazu berechtigt werden, in den Ostkarpathen einen Teil des alten variszischen Orogens der Rheniden, vor allem in der tektonischen Faziesausbildung des morawo-silesischen Baues im Sinne von F. E. SUESS zu erkennen, so müssen wir nun weiterhin sehen, ob die petrographische Ausbildung der Gesteinsreihen und ihre stratigraphische Reihenfolge, so weit man diese in den kristallinen Ostkarpathen feststellen kann, sich mit entsprechenden Gesteinsreihen aus dem morawo-silesischen Bau vergleichen lässt. Über die petrographische Ausbildung und stratigraphische Reihenfolge der epizonalen Serie des Rodnaer Gebirges ist bereits ausführlich gesprochen worden, sodass sich hier eine Wiederholung erübrigt.

Wenn wir nun im morawo-silesischen Gebirge nach Äquivalenten der Schichtreihe der kristallinen epizonalen Serie der Ostkarpathen suchen, so fallen uns vor allem das Altvatergebirge im Allgemeinen und die Würbenthaler Schichten im besonderen ins Auge. Die Würbenthaler Schichten entsprechen, wie das neben der älteren Literatur besonders auch aus den Veröffentlichungen von E. BEDERKE (76), J. WOLDRICH (124, 125) und I. STEJSKAL (111, 112), hervorgeht, einer unter- und mitteldevonischen Schichtfolge der rheinischen Fazies, welche besonders im Altvatergebirge gegen das Innere und gegen die Gneiskuppeln zu metamorph wird, aber trotzdem auch hier, trotz Mangels an Fossilien noch Glied für Glied mit den weiter draussen liegenden, weniger metamorphen, fossilführenden, echten Würbenthaler Schichten parallelisiert werden können. In den Ostsudeten (Altvatergebirge) gibt E. BEDERKE (76) z. B. im Gewölbe des Tessgneises KÖLBL (86) folgende Schichtfolge der Würbenthaler Schichten in metamorpher Fazies :

Tessgneise (vorkambrisches Altkristallin).
Basisphyllite: sandige Phyllite unbestimmten Alters.

Institutul Geologic al României

Quarzite, Orthoklas und Plagioklas führend (Arkosen), Unteres Unterdevon.
Dunkle kohlenstoffhältige Phyllite, Höheres Unterdevon.
Diabase, Diabastuffe, Kalke
Eisenerzlager
Porphyroide } Unteres Mitteldevon.
Ton-Grauwackenschiefer mit mächtigen Lagern von graublauen Kalken. Oberes Mitteldevon.

Darüber folgen dann noch im Altvatergebirge geschichtete Grauwacken, die sogenannten Engelsberger Schichten, welche dem Oberdevon entsprechen.

Die Übereinstimmung der metamorphen Würbenthaler Schichten mit einem grossen Teil der epizonalen Serie der Ostkarpathen ist eine ziemlich gute. Es sind Übereinstimmungen bis in kleine Einzelheiten vorhanden. So die Arkosenatur mancher Quarzite, auf die BEDERKE besonders aufmerksam macht und die mit vielen Psammitgneisen des Rodnaer Gebirges übereinstimmen. Weiterhin das Vorkommen von aus Diabasen und Tuffen entstandenen Grünschiefern, z. B. an der Fața Mesei, ihre Vergesellschaftung mit kleineren Linsen kristalliner Kalke, das Vorhandensein dunkler kohlenstoffhältiger Phyllite, welche den schwarzen Phylliten und Quarziten des Rodnaer Gebirges entsprechen, das Vorkommen von Porphyroiden, welche den porphyrogenen Gesteinen der Ostkarphaten gleichgestellt werden können. Eine besondere Stütze erfährt diese Parallelisierung noch durch das Vorhandensein der oberen mächtigen Kalklagen des Rodnaer Gebirges, welche, wie wir oben darlegen konnten, nicht mit schwarzen Quarziten, sondern mehr mit glimmerschieferartigen Gesteinen wechsellagern, und welche in den Tongrauwackenschiefern mit mächtigen Lagern von blaugrauem Kalk in der oberen Abteilung der Würbenthaler Schichten ihr Äquivalent haben. Wir sehen dabei, dass auch in den Würbenthaler Schichten, ebenso wie im Rodnaer Gebirge mehrere Kalkhorizonte vorkommen. Wie bereits oben erwähnt, fehlen in der Umgegend von Tulgheș die oberen mächtigen Kalkhorizonte und es sind nur die unteren schmalen, mit schwarzen Quarziten vergesellschafteten Horizonte vorhanden.

Interessant wäre ein chemischer Vergleich der porphyrogenen Gesteine der Ostkarpathen mit den Porphyroiden der Würbenthaler Schichten, welche nach STEJSKAL (112) atlantischen Charakter aufweisen.

Schon früher wurden die kristallinen Schiefer der Ostkarpathen dem Paläozoikum zugerechnet. WALTHER (123) hält sie bereits 1873 für Devon in rheinischer Fazies, und zwar besonders auf Grund ihrer Manganerze, die sedimentärer Entstehung sind und mit den schwarzen Quarziten vergesellschaftet vorkommen. Ähnliche Schiefer und Kalke wie sie in den Ostkarpathen vorkommen, wurden von den ungarischen Geologen in der Poiana Rusca ebenfalls ins Devon gestellt (Umgebung von Hunedoara). Oft wurden sie auch mit dem Unteren Carbon verglichen, besonders auf Grund des Vorkommens der schwarzen Phyllite und Quarzite. Neuerdings

Institutul Geologic al României

hat PAZDRO (103) im polnischen Anteil des kristallinen Massivs der Maramureș in den schwarzen Quarziten Pflanzenfunde gemacht, deren Bestimmung aber unmöglich ist. PAZDRO schliesst auf ein untercarbones Alter der schwarzen Quarzite, weil nach Dr. LILPOP diese Pflanzenreste wahrscheinlich eine Carbonflora repräsentieren könnten.

Im Bereiche der Ost- und Südkarpathen findet sich nur im Banat nicht metamorphes Untercarbon mit *Spirifer mosquensis* (nach SCHAFARZIK). Mit dem Obercarbon setzt auch im Gebiet der Südkarpathen eine allgemeine Transgression ein. Das Vorhandensein des nicht metamorphen Untercarbons im Banat ist es aber wahrscheinlich, was auch DEMAY (78) bestimmt, auf seiner Übersichtskarte die kristallinen Ostkarpathen als « vorcarbone paläozoische Gesteine » zu bezeichnen.

Die Übereinstimmung der epizonalen Serie der Ostkarpathen mit den Würbenthaler Schichten ist jedoch so gross, dass wir damit unserer Ansicht nach eine wichtige Handhabe gefunden haben, um grosse Teile der epizonalen Serie als metamorphe Fazies des rheinischen Unter- und Mitteldevons anzusehen.

Was nun die überschobene mesozonale Serie des Rodnaer Gebirges anbelangt, so sind die Vergleichsmöglichkeiten und die Aussichten, eine Parallelisierung durchführen zu können, schon wegen der höheren Metamorphose dieser Gesteine geringer. Man kann jedoch feststellen, dass die mesozonale überschobene Serie des Rodnaer Gebirges, was das sedimentäre Ausgangsmaterial anbetrifft, der epizonalen Serie sehr ähnlich ist. Die Übereinstimmung geht so weit, dass sich fast für jedes Glied der epizonalen Serie das entsprechende Glied der mesozonalen Serie aufzeigen lässt.

Eine Tabelle möge dies veranschaulichen :

In der epizonalen Serie	In der mesozonalen Serie
Quarzitschiefer	Biotitquarzite
Serizit-Muskowitschiefer	Muskowit-Biotitschiefer
Serizit-Chloritschiefer	Muskowit-Biotitschiefer, Biotitparagneise
Amphibolschiefer	Geschieferte Amphibolite
Chlorit-Epidotschiefer	Amphibolite
Diabase, Diabastuffe	Basische, augithältige Gesteine
Kristalline Kalke	Kristalline Kalke, Marmore
Schwarze, manganführende Quarzite	Dunkle Quarzite mit Mangan (bei Maşca, im Preluca Gebirge)
Porphyrogene Gesteine.	ev. einige Gneise im Preluca Geb.

Daraus geht hervor, dass eigentlich fast gar keine Unterschiede in der ursprünglichen petrographischen Zusammensetzung der beiden Serien vorlagen. Nur fehlen in der mesozonalen Serie des Rodnaer Gebirges die porphyrogenen Gesteine. Durch das Vorkommen von Manganerzlagerstätten vom Typus Macskamező nach ROZLOZSNIK (108) in beiden Serien wird noch

Institutul Geologic al României

mehr auf eine stratigraphische Verwandschaft beider Serien hingewiesen. Manganerzlagerstätten kommen zufällig im Rodnaer Gebirge weder in der einen noch in der anderen Serie vor. Doch sind die Manganerzlagerstätten der epizonalen Serie in den kristallinen Ostkarpathen zahlreich vorhanden und scheinen hier immer an die schwarzen Quarzite gebunden (Vatra Dornei, Iacobeni, Broșteni usw.). In der mesozonalen Serie findet sich ein sehr ähnliches Manganerzlager bei Mașca (Macskamező) in der kristallinen Schieferinsel der Preluca in Nordsiebenbürgen, deren Gesteine petrographisch bis in die kleinsten Details der mesozonalen Serie des Rodnaer Gebirges entsprechen.

Die mesozonale Serie bietet uns keine weiteren Vergleichsmöglichkeiten. In Bezug auf das Ausgangsmaterial sehr ähnlich, erhält sie ihre Verschiedenheit durch die abweichende metamorphe Fazies, worin sich ihre abweichende tektonische Geschichte und Stellung im Vergleich zu der epizonalen Serie kundgibt.

Was nun die regionaltektonische Stellung des kristallinen Massivs des Rodnaer Gebirges und der Ostkarpathen im Allgemeinen innerhalb des jungen, alpinen Bauplanes der Ostkarpathen anbetrifft, so muss festgestellt werden, dass dieses kristalline Massiv in den Nord- und Nordwestkarpathen kein tektonisches Analogon hat. Nach den Studien von D. ANDRUSOV (69), setzt sich die pienninische Klippenzone der Nord- und Nordwestkarpathen nicht, wie das bisher oft angenommen wurde, in die Klippenzone der Maramureș fort. Diese letztere, die Zone von Maramureș, und damit auch der gesamte kristalline Block der Ostkarpathen gehört einer mehr nach aussen gelegenen, externeren tektonischen Einheit an. Wie bereits lange bekannt und wie HORWITZ (83) zusammenfassend zeigen konnte, führt auch der Flysch der Nordkarpathen (Magora-Decke) kristalline Gerölle vom Typus des Ostkarpathenkristallins, wodurch eine Forsetzung dieser kristallinen Zone unter dem Flysch wahrscheinlich gemacht wird (Unité exotique, D. ANDRUSOV). In den Ostkarpathen taucht, besonders im Rarăugebiet, das Kristallin ebenfalls unter die Sinaia-Schichten der Flyschzone KRÄUTNER (88). Das Kristallin der Ostkarpathen gehört demnach, von regionaltektonischem Standpunkt aus, zusammen mit seinem Mesozoikum und dem Flysch, zu derselben grossen tektonischen Einheit, und zwar zu den Externiden im Sinne von KOBER (84). Umsomehr sind wir berechtigt, in dem kristallinen Kern dieser tektonischen Einheit Reste der variszischen Rheniden zu sehen.

DAS ALTER DER OROGENETISCHEN PHASEN

Die älteste orogenetische Phase, die wir im Rodnaer Gebirge erkennen können, entspricht der Bildung jener beiden kristallinen metamorphen Gesteinsserien und der grossen Überschiebung der mesozonalen Gruppe auf

Institutul Geologic al României

die epizonale Gruppe. Nachher lässt sich eine gemeinsame Faltung beider Serien feststellen, welche von einer Diaphthorese begleitet war, die sich hauptsächlich in der mesozonalen Serie bemerkbar macht. Vielleicht liegen die Verhältnisse hier wieder ganz ähnlich wie im Altvatergebirge. Vielleicht entsprechen die Injektionsgneise mit ihrem Kontaktmantel den Tessgneisen, die allerdings von BEDERKE (73) und KÖLBL (82) für ältere Eruptivgesteine, nachher tektonisch umgeformt, angesehen werden. In dem Altvatergebirge erfolgte die grosse Überschiebung des Moldanubikums über den morawo-silesischen Bau in der bretonischen Phase, vor Ablagerung des Untercarbons, also zwischen Devon und Carbon, vielleicht noch innerhalb des Oberdevons. Es ist ein Verdienst E. BEDERKE's auf die Bedeutung der bretonischen Phase für die Ostsudeten hingewiesen zu haben. Wie oben gesehen, entspricht im Rodnaer Gebirge ein grosser Teil der epizonalen Serie mit grosser Wahrscheinlichkeit dem Unter- und Mitteldevon und man kann, nachdem die Wichtigkeit der bretonischen Phase für das Altvatergebirge dargelegt worden ist, auch die Überschiebung der mesozonalen Serie im Rodnaer Gebirge vielleicht auch am besten in die bretonische Phase verlegen. Bei dieser Gelegenheit geriet die sedimentäre Serie in grössere Tiefen und unter grosse Belastung, sodass sie den Charakter epizonaler regionalmetamorpher kristalliner Schiefer annahm. Die mesozonale Serie zeigt das Bild tektonischer Beeinflussung unter Stress, in grösserer Tiefe, sie gehört also tektonisch ebenfalls zum morawo-silesischen Bau und kann nicht etwa mit dem Moldanubikum verglichen werden. Ihre Regionalmetamorphose ist ebenfalls enorogen und nicht periplutonisch im Sinne von F. E. SUESS (115). Diese Serie ist vielleicht schon während der Überschiebung in ihren unteren Teilen diaphthoritisiert worden. Die nachfolgende Verfaltung beider Serien, wobei wieder eine Diaphthorese einsetzte, entspricht wohl am natürlichsten der eigentlichen hercynischen, der sudetischen Hauptfaltungsphase, postculm—voroberkarbon. Wir glauben, dass in dieser Faltungsphase auch die Injektion der Gneise im Anieș- und Rebra-Tal und die Schaffung ihres Kontaktmantels stattfand. Die alpinen Faltungen, die das Gebiet ergriffen haben, sind z. T. sehr intensiv. Die grosse mittelkretazische Faltung kann im Rodnaer Gebirge selbst nicht nachgewiesen werden, weil es hier an entsprechenden mesozoischen Ablagerungen fehlt. Am Aussenrand der kristallinen Masse der Ostkarpathen, in den Randmulden des Rarău und des Hăghimașul Mare lässt sich jedoch diese Faltung, mit Deckenbildung im Mesozoikum, gut beobachten. Diese Faltung änderte jedoch nicht mehr den petrographischen Charakter der kristallinen Schiefer, sie brachte keine Metamorphose mit sich, weder eine konstruktive, noch eine destruktive. Eine weitere Faltung, welche fast im ganzen Kristallin der Ostkarpathen nachgewiesen werden kann, ist die Faltung der laramischen Phase (Senon-Postsenon). Die auf das Kristallin transgredierenden Kreide-

Institutul Geologic al României

becken, z. B. das Becken von Ţibău und der Rotunda, weiterhin das Becken von Glodu, sind mit dem Kristallin zusammen gefaltet. Es finden sich sehr steile Schichtstellungen, besonders im Becken von Glodu. Die Sedimentation reicht in diesen Becken vom Cenoman bis ins Turon-Untersenon, Eozän ist in ihnen in normalem Schichtverband nicht mehr zu finden. Das Mitteleozän (Lutetien) ist im Gegenteil im Becken von Ţibău und Rotunda stets transgressiv ; schon ZAPALOWICZ (67) bemerkte, dass sich « das Eozän dem allgemeinen Schichtenverband entzieht ». Aus den von uns veröffentlichten Profilen des Beckens von Ţibău (KRÄUTNER, 25) geht ebenfalls klar die transgressive Natur des Eozäns hervor. Ferner werden wir weiter unten die transgressive Natur des Eozäns in ziemlich flacher Lagerung über das Kristallin des Rodnaer Gebirges beschreiben. Die Eozän-Aquitan-Schichtfolge in der Umrandung des Rodnaer kristallinen Blockes ist zwar auch von Faltungen ergriffen, doch fanden diese Faltungen nur in den Becken statt. Das Kristallin selbst wurde in dieser Periode nicht mehr gefaltet, sondern der Druck äusserte sich in Verwerfungen und Brüchen, die sich nicht nur auf den Rand des kristallinen Massives beschränken, sondern, wie an der Tertiärscholle der Oprişeasca gesehen werden kann, sich auch im Inneren des kristallinen Blockes bemerkbar machen.

II. DIE SEDIMENTÄRE UMRANDUNG DES KRISTALLINEN MASSIVS VON RODNA

STRATIGRAPHIE

Wie bereits oben mehrfach erwähnt, wird der kristalline Horst des Rodnaer Gebirges fast allseitig von jüngeren Sedimenten umgeben, und zwar im N und NE von dem Eozän des Beckens von Borşa und dem Cenoman-Turon des Beckens von Ţibău-Rotunda, hingegen im W und im S, gegen das Siebenbürgische Becken hin, beziehungsweise gegen das Lăpuşer Gebirge im W und das Bârgăuer Gebirge im S, von Eozän, Oligozän und Aquitan.

Die Mittel- und Oberkreide bedeckt im N und NE das kristalline Massiv von Rodna oder stösst an Bruchlinien an dieses. Es ist dies die Mittel- und Oberkreide des Beckens von Ţibău, in welcher bereits seit lange ALTH (68), SZAJNOCHA (117), eine Cenomanfauna bekannt war (mit *Exogyra columba*) und es ist dies jene Kreide, die von V. UHLIG (121) als die Klippenhülle der Ostkarpathen bezeichnet wurde.

Auf unserem Gebiet bildet diese Mittel- und Oberkreide einen schmalen Streifen im Oberlauf des Valea Vişeului (Valea Borşei), bildet den Prislop-Pass und zum grössten Teil den Oberlauf des Valea Bistriţei Aurii. Diese Mittel- und Oberkreide stösst im S mit einem mächtigen Bruchrand an das

Institutul Geologic al României

kristalline Massiv. Gegen E hin geht der zunächst sehr gut ausgeprägte Bruchrand mehr in eine Flexur über und verliert sich schliesslich ganz, sodass hier das Cenoman sehr schön transgressiv über dem Kristallin liegt. An dem Rotundapasse bildet diese Kreide einen Golf, der gegen SSE ziemlich tief in das Gebiet der kristallinen Schiefer eindringt und mit diesen verfaltet erscheint. Im Valea Bistriței Aurii setzt sich diese Serie über die Bretila bis in das Tal des Țibău fort, wo sie das eigentliche Becken von Țibău-Cârlibaba bildet.

1. *Basalkonglomerat.* Im Valea Bilei (Valea Ineului) folgt auf das Kristallin gegen NE zunächst ein grobes Konglomerat, welches hauptsächlich aus Blöcken von mesozonalen kristallinen Schiefern besteht, und zwar Amphiboliten, Granatamphiboliten, rötlichen Gneisen, also Gesteinen, wie sie heute im direkten Liegenden des Konglomerates nicht vorkommen, und welche noch am ehesten mit Gesteinen der Antiklinale von Bretila oder der überschobenen Decke verglichen werden können. Beigemischt finden sich im Konglomerat auch epizonale kristalline Schiefer. Die einzelnen Blöcke besitzen meist Faust- bis Kopfgrösse und werden durch ein rotes, sehr festes Bindemittel zusammengehalten. Auf den mit dichtem Urwald bestandenen Hängen und Kämmen nördlich und südlich des Valea Bilei liegen auf eine schmale Erstreckung viele Blöcke mesozonaler kristalliner Schiefer umher, ohne dass hier weitere Aufschlüsse vorhanden wären. Ihrer ganzen Natur und Lage nach können diese Blöcke hier nur aus diesem Konglomerat stammen. Solche, aus diesem Konglomerat stammende Blöcke fanden wir im Sattel nordöstlich des Capul Muntelui und im Sattel SW-lich des Dealu Pleșcuții, womit zugleich auch die ungefähre Verbreitung dieser Konglomerate gegeben erscheint.

An der E-Seite der Synklinale der Rotunda findet sich, gerade an der Landstrasse und nördlich davon folgendes Profil aufgeschlossen: Die Chloritschiefer werden in ihren oberen Partien rötlich; über ihnen liegen rote Quarzkonglomerate und stark verquarzte Schiefer. Oft findet sich auch schwarzer, ganz silizifizierter Kalk. Diese Serie ist zwar petrographisch von derjenigen des Valea Bilei verschieden, doch stellen wir sie auf der Karte mit gleichen Farben dar.

Das Alter dieser Konglomeratbildung kann wegen Mangel an Fossilien und anderer Anhaltspunkte nicht festgestellt werden, es scheint jedoch eine Bildung zu sein, der zeitlich eine lateritische Verwitterung des Kristallins vorausgegangen ist. Nach dem Absatz dieser Bildungen erfolgte, wenigstens an der Rotunda, auch eine Silizifizierung. Das Konglomerat ist nur sehr beschränkt verbreitet. Es wird von Cenoman überdeckt. Wir sind nicht in der Lage zu entscheiden, ob wir es hier mit einer ebenfalls mittelkretazischen oder älteren Bildung zu tun haben.

Institutul Geologic al României

2. *Cenoman.* Stellenweise über dem oben beschriebenen roten Konglomerat, meist jedoch transgressiv direkt über kristalline Schiefer, folgt in der Gegend des Rotunda-Passes eine Serie von feineren bis gröberen Konglomeraten, welche mit grauen, glimmerigen, gut gebankten und geschichteten Sandsteinen wechsellagern. Gegen oben stellen sich öfters auch bereits Mergelschiefer ein. Diese Serie lässt sich ohne Unterbrechung über die Bretila bis in das Valea Bistriței Aurii und in das Becken von Țibău verfolgen, wo sie, gerade an der Mündung des Țibău-Baches und weiter aufwärts im Valea Țibăului, bei Jedu, eine typische Cenomanfauna enthält, die bereits von ALTH (68) entdeckt und von SZAJNOCHA (117) beschrieben wurde. Sie enthielt folgende Formen:

Ptychodus polygyrus AGASS.
Acanthoceras mantelli SOW.
Hoplites cf. *neptuni* GEINITZ
Ammonites (Gruppe *A. planulatus*)
Alectryonia carinata SCHLOTH.
Exogyra columba LAM.
Trigonia und *Cardium.*

PAUL (102) erwähnt aus den Sandsteinen von Țibău:

Exogyra columba DESH.
Ostrea vesicularis LAMK.
Ostrea carinata LAMK.

Südlich der Rotunda-Synklinale finden sich bei Glodu in der Moldau, am Innenrand der kristallinen Masse der Ostkarpathen ähnliche Sedimente in Form einer kleinen ziemlich steilgefalteten Mulde den kristallinen Schiefern eingezwängt, die von G. ȘTEFĂNESCU und S. ATHANASIU (72, 73, 75) beschrieben wurden. S. ATHANASIU konnte hier das cenomane Alter der Konglomerate und Sandsteine ebenfalls feststellen. Obwohl aus unserem Gebiet, der Rotunda, bisher keine Fossilien bekannt geworden sind, so gehen wir nicht fehl, diese Wechsellagerung von Sandsteinen und Konglomeraten mit jenen von Țibău und Glodu zu vergleichen, und sie als Cenoman anzusprechen, da sie den oben erwähnten Vorkommen sowohl petrographisch als auch ihrer Lage nach, gleichen.

In der von H. ZAPALOWICZ (67) 1886 veröffentlichten Karte der Pokutisch-Marmaroscher Grenzkarpathen ist ein Teil unseres Cenoman-Gebietes auch mit einbegriffen. ZAPALOWICZ versuchte in seiner Arbeit eine Zweiteilung der Kreideablagerungen in zwei verschiedene Gruppen, wobei er eine untere schieferreiche und eine obere, meist aus Sandsteinen und Konglomeraten bestehende Gruppe unterschied, ohne hiemit jedoch eine streng stratigraphische Schichtfolge aufstellen zu wollen.

Institutul Geologic al României

3. *Turon* (?). Bisher war das Turon in dem Becken von Ţibău-Cârlibaba, der Rotunda und dem Prislop nicht nachgewiesen. Ein direkter paläontologischer Nachweis ist auch uns nicht gelungen. Bei Glodu in der Moldau folgen, nach S. ATHANASIU (72, 73, 75) über den Cenoman-Sandsteinen und Konglomeraten Wechsellagerungen von Sandsteinen und roten Mergeln, welche nach oben in eine reine rote Mergelserie übergehen, die bereits von V. UHLIG (120) mit den Puchover Mergeln verglichen wurde. Aus den bei Glodu gefundenen und von S. ATHANASIU aufgezählten Fossilien geht unzweifelhaft hervor, dass die Wechsellagerung von Sandsteinen und roten Schiefern dem Turon entspricht, und eventuell noch in das Untersenon hinaufreicht. Die roten Mergel zeigen im Grossen Ganzen dieselbe Fauna wie die Wechsellagerungen von Sandsteinen und roten Mergeln.

An der Rotunda folgen über den cenomanen Sandsteinen und Konglomeraten ebenfalls grünliche, graue, glimmerreiche Sandsteine wechsellagernd mit rötlichen und grünlichen mergeligen Schiefern, welche petrographisch den Turon-Sandsteinen und Mergelschiefern von Glodu sehr ähnlich sehen und deshalb von uns mit diesen parallelisiert werden. Ein weiterer Grund, die Serie der Rotunda mit derjenigen von Glodu zu parallelisieren, ist das ziemlich häufige Auftreten der Foraminiferenart *Rosalina linnéi* d'ORB. *(Globotruncana linnaeana)* die für die Oberkreide- (Apt-Senon) sehr bezeichnend ist, an der Rotunda KRÄUTNER, (93).

4. *Senon.* An der Rotunda und im Valea Bistriţei schliesst die Schichtfolge mit dem oben beschriebenen Turon, die Serie der reinen roten Mergel ist nicht bekannt. Auf diese Zone folgen, in diskordant-transgressiver Auflagerung, eozäne Nummulitenkalke.

Westlich des Rodnaer Gebirges jedoch, im Valea Carelor, 2 km südlich der Gemeinde Săcel treten unter eozänen Sandsteinen und Schiefern rote und grüne feinblättrige Mergel zu Tage, welche, wie wir kürzlich nachweisen konnten KRÄUTNER (28), eine reiche Mikrofauna von Foraminiferen führen, darunter besonders wieder die charakteristische *Rosalina linnéi* d'ORB, wonach wir diese Mergel als oberkretazisch, wahrscheinlich als Senon ansehen können. In dem von uns in der Karte dargestellten Gebiet ist jedoch dieses Senon nicht mehr einbegriffen. Mit dem Senon, stellenweise bereits mit dem Turon schliesst die gefaltete Schichtfolge ab, das Tertiär transgrediert diskordant. Daraus kann man auf das Vorhandensein der laramischen Phase in dem kristallin-mesozoischen Block der Ostkarpathen schliessen.

5. *Eozän.* Wie bereits erwähnt, transgrediert das Eozän auf den kristallinen Block des Rodnaer Gebirges. Besonders gut ausgeprägt erscheint diese Transgression am Westrand des kristallinen Massivs, gegen die Munţii Lăpuşului zu. Am Südrand ist die eozäne Transgression durch die jungtertiäre

Institutul Geologic al României

Bruchtektonik in ihrer ursprünglichen Auflagerung gestört und nur noch in meist unzusammenhängenden sporadischen Vorkommen nachzuweisen.

Im Norden des kristallinen Massivs liegt das Eozän z. T. über dem Cenoman-Turon, jedoch deutlich diskordant und greift im Becken von Ţibău-Bistriţa transgressiv über die Verbreitung des Cenoman-Turons hinaus, « es entzieht sich », wie ZAPALOWICZ dies ausdrückte, « dem allgemeinen Schichtenverband », das heisst, es transgrediert über das in der laramischen Phase gefaltete Gebiet.

Innerhalb der eozänen Serie des Rodnaer Gebirges lassen sich mehrere Faziesausbildungen unterscheiden, und zwar: *a)* die litoral-detritische Fazies, *b)* die litortale Riff-Fazies, *c)* die neritische Fazies, *d)* die Serie von Gura Fântânii.

a) Die litoral-detritische Fazies. Die eozäne Transgression beginnt auf dem kristallinen Sockel des Rodnaer Gebirges mit harten Quarzkonglomeraten, die aus sehr gut gerundeten, nuss- bis faustgrossen Quarzgeröllen, untermengt mit Geröllen kristalliner Schiefer der Rodnaer epizonalen und mesozonalen Serie bestehen. Über den Konglomeraten folgen nun, teilweise noch in Wechsellagerung mit ihnen, weisslich-gelbe, leicht zerreibliche, schwach zementierte Quarzsandsteine, die bei Parva und bei Stâna Lucoaia nicht bestimmbare Reste von gekielten Lamellibranchiaten enthalten. In diesen Sandsteinen finden sich auch öfters kalkige Lagen, die selten Nummuliten führen, hie und da auch kleine weisse Kalkriffe bilden. Stellenweise geht diese Serie, z. B. in der Eozänscholle der Oprişeasca, gegen oben in schwärzliche Mergelschiefer und feingeschichtete Sandsteine über.

Diese Serie lässt sich, sowohl in ihrer petrographischen Zusammensetzung, als auch in ihrer stratigraphischen und tektonischen Lage als dünne Schicht auf einer flach geneigten Transgressionsfläche, sehr gut mit jener Eozänserie vergleichen, welche westlich des Rodnaer und Lăpuşer Gebirges auf die kristalline Schieferinsel der Preluca transgrediert und welche von HOFFMANN (82) als Turbuczaer Schichten, z. T. auch als Rákoczy-Gruppe bezeichnet wurde. Nach KOCH (22) würde diese Serie den Perforatenschichten, dem mittleren Grobkalk und den oberen Ornatentonen entsprechen. Man sieht also im Rodnaer Gebirge, ebenso wie in der Preluca eine sehr charakteristische Faziesänderung des Eozäns in der Strandnähe, besonders aber in jener Zone, wo die Transgression auf einer flach geneigten Schelfküste stattfand. Diese Serie findet sich heute im Rodnaer Gebirge meist nur in sporadischer Verbreitung in einzelnen isolierten Schollen am West- und Südrand des kristallinen Gebirges. Solche isolierte Schollen lassen sich besonders gut auf dem Dealul lui Traian, im Oberlauf des Izvorul Negru, an der Măgura Mare beobachten. Im südlichen Abschnitt des Westrandes besitzt diese Serie eine weite Verbreitung im Valea Rebrişoarei, am Piciorul Negru, von wo sie in

Institutul Geologic al României

ununterbrochenem Zug gegen Süden bis in die Nähe von Parva beobachtet werden kann. Bei Parva löst sie sich wieder in einzelne kleine Schollen auf.

Am Südrand des kristallinen Massivs bildet diese Serie ein isolierts Vorkommen am Vrf. Măgurei und südlich davon gegen Locuri Rele. Südlich von Sângeorz-Băi (auf der Karte nicht mehr dargestellt), tritt sie in Form einer Antiklinale unter jüngeren Schichten heraus (KRÄUTNER 24). Im Valea Anieşului finden wir sie wieder in kleiner Verbreitung in flacher Auflagerung über dem Kristallin.

Diese Faziesausbildung des Eozäns entspricht den Ablagerungen der Schelfzone des eozänen Meeres, welches auf den kristallinen Block des Rodnaer Gebirges transgredierte. Wir bezeichnen sie deshalb als die litoral-detritische Fazies.

b) Die litorale Riff-Fazies. Wo nun zur Zeit des Eozäns der Rand des kristallinen Blockes gegen die Becken absank, entwickelten sich, besonders wieder am West- und Südrand des kristallinen Blockes, mächtige, jedoch meist sehr schmale Zonen von Nummulitenriffkalken, welche heute als schmale lang hinziehende Bänder den eozänen Rand des alten Kontinentalsockels markieren. Sie finden sich in besonders guter Ausbildung am Westrand des kristallinen Massivs, wo sie im Norden, im Gebiet des Valea Izei bis gegen die Bătrâna hin, ein ununterbrochenes Band bilden. Weiter im S setzen sie an der Obcina Şesurilor wieder ein, von wo sie mit mehreren Unterbrechungen bis nach Parva verfolgt werden können. Am S-Rand des Rodnaer Massivs lassen sie sich zunächst als kontinuierliches Band von Parva gegen E bis in den Talkopf des Valea Măguriței verfolgen. Weiter im E treten sie, infolge der jungen tertiären Bruchtektonik, nur sporadisch an wenigen Stellen auf, so z. B. bei Anieş und bei Rodna Veche. Am N-Rand des kristallinen Massivs sind sie ebenfalls nur vereinzelt in der Nähe des Vrf. Tisei und im Valea Bistriței Aurie bei Vâlcănescu bekannt.

Wie aus dem Studium von VUTSKITS (64) hervorgeht, entsprechen die Nummulitenkalke dem Lutetien. Dieser Autor beschreibt von Rodna Veche folgende Formen :

Nummulites complanata LAMCK.
» *tschihatscheffi* d'ARCH.
» *perforata* d'ORB.
» *lucasana* d'ORB.
» cf. *contorta* DESH.
» *exponens* SOW.
» *mammilata* d'ARCH.
» *spira* DE ROISSY
Serpula spirulaea LAMCK.

Institutul Geologic al României

c) Die neritische Fazies. Gegen das Innere des tertiären Beckens zu, im W gegen das Lăpușer Gebirge, im S gegen das Becken von Bârgău, nehmen die eozänen Sedimente wieder eine andere Fazies an. Auf die Zone der Riffkalke folgt eine mächtige Serie von Sandsteinen, die hie und da auch leicht konglomeratisch werden (Birtiu-Sandstein nach ZAPALOWICZ (67), welche Zwischenlagerungen von Tonschiefern und Mergeln aufweisen. Hie und da finden sich auch Bänke von Kalksandsteinen mit spärlichen Nummuliten und kleinen Nummulitenkalkriffen und Blöcken. Weiterhin finden sich in dieser Serie auch mächtige Konglomeratbänke eingeschaltet, z. B. am Muncelu; im Valea Telcișorului finden sich in dieser Serie auch rote und schwarze blätterige Schiefer; in der Nähe von Săcel beschreibt J. v. BÖCKH (3) in ihr auch schwarze Menilitschiefer, die den oligozänen Schiefern von Ileanda Mare ähnlich sehen.

Diese Serie von so mannigfaltiger petrographischer Zusammensetzung bildet nun einen grossen Teil des Lăpușer Gebirges. Nur mit der Annäherung an die kristalline Schieferinsel von Preluca stellen sich Verhältnisse ein, welche jenen vom W-Rand des Rodnaer Gebirges gleichen. Diese Serie entspricht den Ablagerungen einer weiten, offenen, neritischen Flachsee. In unserem Aufnahmegebiet ist sie sowohl im W des kristallinen Blockes, im Gebiet des Valea Sălăuței-Telcișorul und des Valea Strâmbei, als auch im N (Birtiu-Sandstein nach ZAPALOVICZ) gut zu beobachten. Am S-Rand ist die Serie ebenfalls entwickelt. Diese Sedimente der neritischen Flachsee sind in den Becken überall stark gefaltet, und zwar zusammen mit dem darüberliegenden Oligozän und Aquitan, während die Bildungen der litoral-neritischen Fazies, die auf dem Schelfrand des Kristallins liegen, nicht gefaltet, sondern nur schwach gegen das Becken zu geneigt erscheinen. So bietet uns diese Serie einen Beweis dafür, dass die jungtertiären Faltungen zwar die Becken, aber nicht mehr das kristalline Massiv ergriffen haben.

Die sehr grosse Fossilarmut dieser Serie macht es unmöglich, ihr Alter stratigraphisch genau festzulegen. Es erhebt sich nun die Frage, ob diese neritische Fazies gleichaltrig oder jünger als die Riff-Fazies und die litoral-detritische Fazies ist. Die Verhältnisse am W-Rand des Rodnaer Gebirges zeigen, dass, z. B. an der Bătrâna, die neritische Fazies direkt auf das Kristallin transgrediert und über die litoral-detritische Fazies hinausgreift. Aus diesem Grunde sind wir geneigt, die neritische Fazies des Eozäns als etwas jünger, nachlutetien, also obereozän, ansuzehen.

Die Fossilleere des Eozäns bringt es mit sich, dass in der Literatur sich verschiedene, auch einander widersprechende Einteilungen und Parallelisierungen finden. So z. B. parallelisiert J. v. BÖCKH (3) die Konglomerate und konglomeratischen Sandsteine des Muncel im W des kristallinen Massivs mit den Cenoman-Konglomeraten und Sandsteinen ZAPALOWICZ's, ohne jedoch für diese Parallelisierung paläonthologische Unterlagen zu haben.

Institutul Geologic al României

Gerade am Muncel jedoch ist die ruhige ungestörte Lagerung der Schichten sehr deutlich zu sehen und dabei finden sich im Sattel unterhalb des Muncel und an den Clifele kleine Vorkommen von Nummulitenkalken, welche deutlich unter den Sandsteinen und Konglomeraten des Muncel liegen. So können wir die Sandsteine und Konglomerate des Muncel nur als Eozän ansehen. J. v. Böckh (3) stellte weiterhin in Anlehnung an Zapalowicz die Nummulitenkalke, öfters mit roten Schiefern vergesellschaftet, in eine « untere Gruppe des Eozäns » und unterschied ausserdem innerhalb unserer neritischen Fazies in der Umgebung des Izatales eine « mittlere eozäne Gruppe » von Sandsteinen und Schiefern und schliesslich eine « obere eozäne Gruppe » von petroleumführenden Sandsteinen mit Schiefer und Mergelzwischenlagerungen, ohne jedoch mit diesen Gruppen eine streng stratigraphische Gliederung durchführen zu wollen. Unseres Erachtens nach entsprechen die Cenomankonglomerate- und Sandsteine Böckh's unserer obereozänen neritischen Fazies, seine untere eozäne Gruppe gehört z. T. (die Nummulitenkalke) zu unserer lutetienen Riffazies, während die roten Schiefer wohl, wie wir das für die roten Schiefer von Săcel nachweisen konnten, (Kräutner 28) ins Senon gestellt werden müssen. Die mittlere und obere eozäne Gruppe Böckh's entspricht unserer neritischen Fazies.

d) Die Serie von Gura Fântânii. Im Gebiete, wo das Eozän nicht direkt auf das Kristallin des Rodnaer Gebirges transgrediert, sondern auf das Cenoman-Turon des Beckens von Ţibău und Bistriţa folgt, stellen sich wieder andere fazielle Verhältnisse ein, wie z. B. das von Zapalowicz (67) beschriebene Profil von Gura Fântânii zeigt. Hier fehlt vor allem eine gute Ausbildung der litoralen Fazien. Bloss im Inneren der Cenomanmulden finden wir kleine Vorkommen von Nummulitenkalkriffen, wie sie Zapalowicz z. B. vom Prisloppasse beschreibt und wie wir sie am Dealu Pleşcuţii gefunden haben. Bei Gura Fântânii folgt nach Zapalowicz auf seine obere Abteilung der Kreide, die unserem Cenoman entspricht, eine Serie dunkler sandiger Kalksteine mit weissen Calcitadern und helleren Bänken von Nummulitenkalken, darauf sandige Kalksteine und schliesslich seine « strzolka-artigen Schichten », welche aus weichen, mergelig tonigen Schiefern mit Zwischenlagerungen von dünnen Kalkbänken und glimmerhältigen Sandsteinen bestehen (Serie von Gura Fântânii). Wir können diese Serie als das zeitliche Äquivalent unserer litoralen Fazien ansehen, jedoch in freier, neritischer See abgelagert. Die transgressive Natur des Eozäns geht aber auch hier durch das Fehlen der roten Senonschiefer hervor. Weiter im Inneren des Beckens von Ţibău finden wir, an den Rändern gegen das Kristallin, auch die litorale Riff-Fazies des Eozäns wieder ausgebildet, z. B. bei Vâlcănescu im Valea Bistriţei, am Ciarcănul und am Podul Ciarcănului, wo die Nummulitenkalke hoch über dem Cenomanbecken direkt dem Kristallin

Institutul Geologic al României

angeklebt erscheinen (Ciarcăn) oder, wie am Podul Ciarcănului, zur Hälfte auf Kristallin, zur Hälfte auf gefaltetem Cenoman liegen.

* * *

Im Becken von Bârgău, im S des kristallinen Blockes, sind die stratigraphischen Verhältnisse des Eozäns sehr schwer zu entziffern, weil die jungtertiären Brüche hier kompliziertere tektonische Verhältnisse geschaffen haben. Während östlich von Parva bis gegen Locuri rele die Sedimente der detritischen litoralen Fazies noch zu verfolgen sind, wird weiter im E das kristalline Massiv von Bruchlinien begrenzt, der Kontakt zwischen Kristallin und Tertiär ist also nicht mehr eine normale Auflagerung. Vom Valea Cormaiței bis zum Valea Caselor grenzt das kristalline Massiv mittelst eines geradlinigen Bruches an eine Sandsteinserie, welche den oberoligozän-aquitanen Sandsteinen recht ähnlich sieht und von uns auch als solche angesehen wird. I. Popescu-Voiteşti (42) stellt sie hingegen ins Eozän. Unter diesen Sandsteinen folgt eine Mergelserie, die von Popescu-Voiteşti ebenfalls für Eozän angesehen wird. Unter dieser Serie treten beim Tunnel von Sângeorz Băi als auch am Bergrücken südlich von Sângeorz, jenseits des Someş, die eozänen Quarzkonglomerate der detritischen litoralen Fazies mit wenigen Nummulitenkalken vergesellschaftet, auf. Darüber folgen schwarze Schiefer, die am Kontakt mit den Daciten etwas gebrannt erscheinen und in welchen wir Schuppen von Clupeiden *(Meletta crenata?)* gefunden haben. Wir sehen diese Schiefer als Oligozän an, während sie Popescu-Voiteşti ebenfalls ins Eozän stellt.

Weiter im E, am W-Rand der kristallinen Masse der Munții Bistriței transgrediert das Eozän nicht mehr auf das Kristallin, sondern wird wieder von Cenoman-Turon unterlagert. Jedoch ist hier eine litorale Riff-Fazies wieder gut ausgebildet, worüber dann die neritische Fazies in grosser Verbreitung folgt. P. Rozlozsnik (107) beschreibt z. B. in der Gegend von Ilva Mare folgendes Profil: 1. Schieferige Mergel, Quarzkonglomerate und Sandsteine mit *Ostrea*, *Pecten corneus*, wenige kleine Nummuliten, Operculinen. 2. Mergelige Kalke, schieferige Mergel mit *Orthophragmina*, Nummuliten Lithothamnien, Foraminiferen, Echinodermen. 3. Mergel, Kalke, schieferige Mergel, konglomeratische Sandsteine mit Orthophragminen, *Paronaea*, *Assilina*, *Nummulites*, *Ostrea*, *Pecten corneus*, Lithothamnien.

e) Die Eozänscholle unterhalb des Vrf. Oprișeasca (Paltinului) im Sattel +1505. Während die kristalline Schieferinsel der Preluca, westlich des Rodnaer Gebirges, zur Zeit des Eozäns fast vollständig vom Meer bedeckt war, und auch heute noch die Rákoczy- und Turbuczaer-Schichten K. Hoffmann's (82) die Kämme der Preluca zum grössten Teil bedecken, war bisher aus dem Inneren des kristallinen Massivs von Rodna, mit Ausnahme der randnahen, isolierten Schollen

Institutul Geologic al României

von Eozän an der Măgura Mare, am Vrf. Dușului usw. kein Eozän bekannt und es konnte nicht festgestellt werden wie weit das kristalline Massiv von Tertiär bedeckt war. Es war eher anzunehmen, dass die Trangression über den Schelfrand nicht weiter in das Innere des kristallinen Massives reichte.

Es gelang uns jedoch, auf dem N-S verlaufenden Nebenkamme des Rodnaer Gebirges, der das Valea Rebrei im W vom Valea Cormaiei im E trennt und durch die Gipfel Țapu-Petrosu-Paltinu (Oprișeasca)-Craiul gekennzeichnet ist, im Sattel + 1505 nördlich des Vrf. Paltinului (Oprișeasca) ein neues Eozänvorkommen aufzufinden. Das Vorkommen ist klein und bleibt in seiner Ausdehnung nur auf diesen Sattel beschränkt.

Beim Abstieg von N gegen diesen Sattel trifft man in einer Höhe von ca 1590 m über der typischen epizonalen Serie des Kristallins zunächst Quarzkonglomerate, welche in grossen Blöcken umherliegen und mit den Konglomeraten der Măgura usw. grosse Ähnlichkeit haben. In diesen Konglomeraten finden

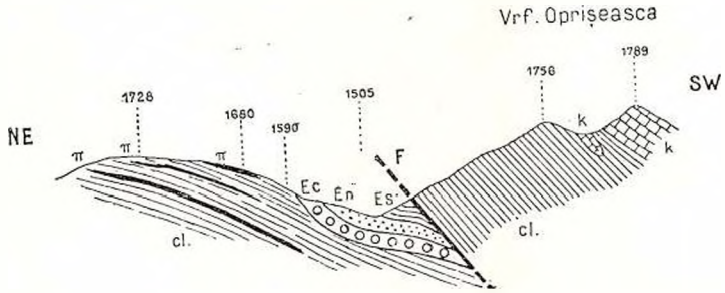


Fig. 7. — Profil durch die Eozänscholle des Vrf. Oprișeasca.

1 : 25.000

cl, Serizit-Chloritschiefer; π, Porphyrogene Gesteine; k, Kristalliner Kalk; Ec, Eozän, Konglomerate und Sandsteine; En, Eozän, Nummulitenkalke; Es, Eozän, Sandsteine und Schiefer; F, Bruchlinie.

sich in Wechsellagerung auch Bänke von gelblich rötlichen leicht zerreiblichen groben Quarzsandsteinen, welche wieder denjenigen der Măgura sehr ähnlich sehen. Diese Konglomerat-Sandsteinserie wird nun gegen oben kalkig und geht schliesslich in detritischen Nummulitenkalk über, welcher besonders in der Umgebung der Quelle auf der Seite des Rebratales, im Talkopf des Izvorul Gușetului, gut aufgeschlossen erscheint. Die Nummulitenkalke werden oft auch sandig, haben graubraune Farbe und entsprechen nicht so sehr den reinen Riffkalken als vielmehr den kalkigen detritischen Einlagerungen in den Sedimenten der Schelfzone, wie z. B. an der Măgura Mare. Über den Nummulitenkalken folgt eine Serie von bräunlich-bläulichen Sandsteinen, welche nach oben Wechsellagerungen mit dünnen Mergel- und Schieferschichten aufweisen. Diese Serie erinnert petrographisch mehr

Institutul Geologic al României

an die Sandsteine und Schiefer der neritischen Zone, jenseits der Zone der Riffkalke. Das Streichen dieser Eozänablagerungen beträgt N 40° W, die Konglomerate weisen ein schwächeres Einfallen, die Kalke und Sandsteine jedoch ein stärkeres, von ca 40° gegen SW auf. Am Hang gegen den Vrf. Oprișeasca zu folgen auf die Sandsteine mit Mergelzwischenlagen unvermittelt wieder Chloritschiefer, welche dasselbe Streichen und Fallen wie die eozäne Serie aufweisen. Da sich die Schichtfolge des Eozäns gegen SW nicht wiederholt, so handelt es sich hier nicht um eine Einfaltung, sondern die Chloritschiefer treten entlang einer Bruchlinie in Kontakt mit dem Eozän. Das Eozän ist in der Transgression über die Schelfzone nicht gefaltet. Es scheint dies auch beim Vorkommen an der Oprișeasca nicht der Fall zu sein, sondern es hat den Anschein, als ob sich hier die Eozänscholle entlang der Bruchlinie schief gestellt habe und so durch den Bruch zwischen die kristallinen Schiefer eingeklemmt wurde. Diese Scholle befindet sich 4,5 km vom heutigen Westrand des kristallinen Massives entfernt. Bis wenigstens auf diese Entfernung hin war also das Kristallin von W her von Eozän bedeckt, wobei es uns als wahrscheinlich erscheint, dass das Eozän nur in Form von Buchten und Golfen so tief in das kristalline Massiv eindrang.

Die Eozänscholle der Oprișeasca bietet den Beweis des Vorhandenseins posteozäner Bruchbewegungen, die nicht nur auf die Ränder des kristallinen Massivs beschränkt sind, sondern sich auch ziemlich tief in das Innere verfolgen lassen. Da durch diese Bruchbildungen Schrägstellung der Eozänschichten bis zu 40° vorkommen, wie wir oben gesehen haben, so dürfte es schwer sein, im Rodnaer Gebirge von präeozänen Landoberflächen grösserer Ausdehnung zu sprechen, wie dies E. de MARTONNE (34) und NORDON (38) zu tun geneigt sind.

6. *Oligozän.* Die Abgrenzung zwischen Eozän und Oligozän ist in den Randgebieten des Rodnaer Gebirges nur schwer zu ziehen. A. KOCH (22) hielt die Lithothamnienkalke von Parva, im SW des Rodnaer Gebirges für ein Äquivalent der unteroligozänen Hoja-Schichten, während er die dunklen, bituminösen, fischschuppenführenden Schiefer von Parva seinen Nagyilondaer (Ileanda Mare) Schiefern, also dem Mitteloligozän zurechnete. Im Becken von Borșa sind die fischschuppenführenden Schiefer ebenfalls bekannt und bereits von ZAPALOWICZ (67) dem Oligozän, den Menilitschiefern, zugerechnet worden.

Die Schwierigkeit der Abgrenzung liegt darin, dass auch im Eozän (z. B. bei Săcel, im Valea Izei), in der oberen Abteilung schwarze Schiefer vorkommen, eine Tatsache, die für dieses Gebiet bereits ZAPALOWICZ (67) und J. v. BÖCKH (3), bekannt war. Es wurde bereits oben ausgeführt, dass für die schwarzen Schiefer von Sângeorz-Băi auch nicht entschieden werden kann, ob sie dem Eozän oder dem Oligozän zugehören.

Institutul Geologic al României

Am besten lässt sich das Oligozän noch im N, im Becken von Borșa abtrennen, da es hier als mächtig entwickelter schieferiger dunkler Komplex den eozänen Birtiu-Sandstein im Liegenden von dem aquitan-oberoligozänen Borșa-Sandstein im Hangenden trennt. Fossilien sind aus dem Oligozän nirgends bekannt, wenn man von einigen stratigraphisch ganz wertlosen *Meletta*-Schuppen absieht.

Im W des Rodnaer Gebirges macht die Abtrennung des Oligozäns grosse Schwierigkeiten. Im Valea Lușca Gerția ist ein Horizont von blaugrauen dunkleren Schiefern aufgeschlossen, welche dem Oligozän angehören könnten. Die schwarzen Schiefer von Parva, welche ziemlich oft *Meletta*-Schuppen führen, werden von uns in Übereinstimmung mit Koch auch ins Oligozän gestellt, während wir die Kalke von Parva, die Koch (22) den Hoja-Schichten zugerechnet hatte, ins Eozän stellen.

Noch unübersichtlicher liegen die Verhältnisse im S, in der Umgebung von Rodna Veche und Sângeorz-Băi, wo eine mächtig entwickelte Mergelserie die nach oben in Sandsteine übergeht, von I. Popescu-Voiteşti (42) ins Eozän gestellt wird. Am Kontakt mit den Daziten scheinen diese Mergel und Schiefer schwarz gebrannt und es finden sich in ihnen Fischschuppen. Wie bereits erwähnt, steht das Alter dieser Serie noch nicht eindeutig fest.

7. *Oberoligozän-Aquitan.* Im Becken von Borșa, im N des Rodnaer Gebirges, folgt auf die mitteloligozänen Fischschiefer ein sehr mächtiger Komplex grauer, glimmeriger, gut geschichteter bis gebankter Sandsteine in häufiger Wechsellagerung mit grauen Tonschiefern, der von Zapalowicz (67) in das Oberoligozän gestellt und Borșa-Sandstein genannt wurde. Im S und SW des Rodnaer Gebirges besitzt dieser Sandstein ebenfalls eine sehr weite Verbreitung. Er stimmt mit jenem aus dem Becken von Borșa petrographisch gut überein und lässt sich auch sonst auf weite Strecken im Siebenbürgischen Becken verfolgen. Von Koch (22) wurde dieser Komplex als Aquitan bezeichnet und in das Oberoligozän gestellt.

In unserem Gebiet findet er sich z. B. sehr gut ausgebildet in den nördlichen Nebentälern des Someșul Mare z. B. im Valea Sălăuței, Valea Lușca Gerția, und im Valea Rebrei, unterhalb von Parva. Fossilien sind aus diesem Komplex ausser Spuren von Bohrwürmern *(Teredo norwegica)* und verkohlten Pflanzenresten, nicht bekannt. Dieser Komplex besitzt eine grosse Mächtigkeit, circa 1500 m—2000 m. Er weist ein sehr konstantes flaches Einfallen gegen das Siebenbürgische Becken auf. Im Valea Rebrei und im Valea Sălăuței steht dieser Sandstein ununterbrochen in grosser Einförmigkeit 15 km weit an. Die Abgrenzung dieses Komplexes gegen oben, gegen das Burdigal, ist ebenfalls sehr unsicher und willkürlich. In den oberen Horizonten schalten sich hie und da Konglomeratbänke ein, welche als Beginn der Burdigaltransgression gedeutet werden können. Darauf folgt dann

Institutul Geologic al României

wieder eine recht einförmige Sandstein- und Schieferserie, welche von der unteren, wie bereits A. Koch (22) bemerkte, nur dadurch unterschieden ist, dass in ihr die Schiefer allmählich die Oberhand über die Sandsteine erlangen. Die Sandsteine werden dabei dünner und verwittern auch leichter. Die geringere Härte und die leichtere Verwitterbarkeit des Materials gibt sich auch in der morphologischen Form kund. Die Berge und Hänge, besonders im N des Valea Someșului Mare werden flacher und sanfter. Vor allem ist das Verwitterungsmaterial als Schutt sehr mobil und so wird dies von Burdigal eingenommene Terrain durch häufige Rutschungen und durch grosse Schuttkegel der Wildbäche charakterisiert.

8. *Pleistozän-Diluvium.* Im N des Rodnaer Gebirges sind die Tertiärformationen des Beckens von Borșa zum grossen Teil von einer alten, wahrscheinlich pleistozän-diluvialen Landoberfläche eingeebnet, besonders von Borșa bis gegen Săcel hin. Wie in dem tektonischen Teil gezeigt wird, ist der nördliche Randbruch des Rodnaer kristallinen Massives sehr junger Entstehung, ebenso die dadurch eintretende Schrägstellung des kristallinen Blockes von N nach S. Durch diese Schrägstellung entstand eine grosse orographische Niveaudifferenz zwischen dem gehobenen nördlichen Teil des kristallinen Massives und dem Becken von Borșa, welche auch heute noch entlang dieses Randbruches in auffälliger Klarheit besteht. Infolge dieser grossen Niveaudifferenz setzte nach der Hebung eine äusserst lebhafte Erosion an dem Steilrand ein, der eine mächtige Schuttablagerung auf der eingeebneten Fläche im Norden des Borșaer Beckens entsprach. So finden wir heute fast alle südlich der Borșa-Vișău gelegenen Hänge und Rücken, die gegen S an den hochaufragenden kristallinen Horst grenzen, bedeckt von mächtigen Schotterlagen kristalliner Gesteine, die besonders schön ausgebildet sind am Dealul Brezoi (am Passübergang der Strasse aus dem Valea Izei in das Valea Borșei bei Moisei), beim Kloster im Izvorul Negru und am Dealul Brustur. Neben den Schottern finden sich auch mächtige Massen von Lehm und Sanden. Die Bedeckung geht oft so weit, dass oft nicht einmal mehr in den Tälern und Wasserrissen Aufschlüsse der Tertiärserie vorhanden sind. Sie scheinen jedoch vorglazialen Alters zu sein, da in ihnen die Täler erodiert sind und viel tiefer liegen, z. B. das Valea Drăgușului und das Valea Repede. Zur Glazialzeit haben die Täler des Rodnaer Gebirges zum grossen Teil bereits ihre heutige Form gehabt, die nur noch im oberen Teil glazial umgestaltet wurde. Da im Becken von Borșa jedoch das ganze Miozän und Pliozän fehlt, so ist es unmöglich, hier Anhaltspunkte für das genaue Alter dieser Bildungen zu gewinen.

9. *Terrassen.* Die Terrassen sind in unserem Gebiet hauptsächlich im Tal des Someșul Mare ausgebildet. Das Tal des Someșul Mare folgt nach

Institutul Geologic al României

seinem Austritt aus dem kristallinen Massiv oberhalb von Șanț zunächst ziemlich genau dem südlichen Bruchrand des kristallinen Massivs. In der Gegend von Anieș hingegen tritt es gänzlich in das tertiäre Becken von Bârgău ein, ohne das Kristallin noch einmal zu erreichen. Im Abschnitt vom Austritt aus dem kristallinen Massiv bis nach Șanț lassen sich im Valea Someșului bloss Reste einer einzigen Terrasse feststellen. Das Flussbett ist hier sehr eng. In der Gegend von Șanț verbreitet sich das Flussbett sehr und die Terrasse erlangt besonders bei der Mündung des Valea Cobășelului eine grosse Ausdehnung. Nachdem sich das Tal gegen Rodna Veche zu wieder verengt, werden auch die Reste dieser Terrasse kleiner, sind aber allenthalben noch anzutreffen. Bei Rodna Veche erweitert sich der Someș wieder sehr bedeutend, welche Erweiterung auch talabwärts gut anhält und infolgedessen auch die Terrassenbildung begünstigt. Bei Sângeorz-Băi, besonders bei der Mündung des Valea Cormaiei lassen sich deutlich drei Terrassen unterscheiden, welche in 470, 520 und 560 m Höhe liegen. Die zwei oberen dürften wohl diluvialen, die untere alluvialen Alters sein. Zur näheren Altersbestimmung fehlen alle Anhaltspunkte.

III. DIE TERTIÄREN ERUPTIVGESTEINE

ALLGEMEINES UND HISTORISCHES

Die jungen tertiären Eruptivgesteine des Rodnaer Gebirges liegen in der direkten NW-Fortsetzung der grossen Eruptivkette Căliman-Hărghita und haben weiter nach NW ihre Fortsetzung in den eruptiven Massen von Baia Mare und den Munții Gutinului und Oașului.

Die geologische Entwicklungsgeschichte dieser Eruptivkette ist noch wenig geklärt, obwohl dies Gebiet seit RICHTHOFEN (53) 1860 Gegenstand geologischer und petrographischer Forschungen war. Bereits die ältesten Forscher, wie RICHTHOFEN (53) versuchten eine Altersfolge der verschiedenen Eruptionen festzustellen, wobei nach RICHTHOFEN die Differentiation von sauer zu basisch ging und mit Basalten abschloss. HAUER und STACHE (18) teilen die Rhyolitgruppe RICHTHOFEN's in zwei Gruppen, in die der älteren Quarztrachyte (Dacite) und die der jüngeren Quarztrachyte (Rhyolite). Für den nördlichen moldauer Teil des Călimangebirges brachte S. ATHANASIU (74) eine Gliederung ; nach ihm begannen die Eruptionen ebenfalls mit sauren Gesteinen (Trachyten und Daciten), worauf sich dann in mehrfacher Wechsellagerung mit Tuffen und Agglomeraten Decken von immer basischer werdenden Ergüssen von Amphibol- und Pyroxenandesiten legten.

Institutul Geologic al României

Das Alter der Eruptionen wurde für das Gebiet der Căliman-Hărghita folgendermassen begrenzt: Die ältesten Eruptionen durchbrechen das Eozän, die jüngsten Tuffschichten hingegen wechsellagern im S der Hărghita mit dazischen Sedimenten.

Neuere Studien von J. v. Szádeczky (116) haben ergeben, dass es sich in der Hărghita und im Căliman um viele kleine aneinander gereihte Eruptivzentren handelt und infolgedessen die Verbreitung der einzelnen Eruptiv- und Tuffgesteine sehr unregelmässig ist. Für das Călimangebirge wies O. Nichita (94) in einer neueren Studie zwei Eruptionszyklen nach. Einen älteren, der aus petrographisch sehr mannigfaltigen Gesteinen, Daciten, Andesiten, Porphyriten usw. sowie vielen Tuff- und Agglomeratbildungen, welche die einzelnen Eruptionszentren umhüllen, besteht. Ein jüngerer Zyklus lieferte eine einheitliche, über den älteren Eruptionen liegende Lavadecke von basischem Augit-Andesit.

Im Bârgăuer und Rodnaer Gebirge sind nur Glieder des älteren Zyklus bekannt. Die grosse, obere, jüngere Lavadecke, welche dem Călimangebirge seinen so ausgeprägten morphologischen Charakter aufdrückt, fehlt im Rodnaer und Bârgăuer Gebirge, was sich auch auf den ersten Blick morphologisch zu erkennen gibt. Das einförmige Sandstein- und Schieferbecken des Bârgăuer Gebirges wird von einzelnen isolierten Kegeln überragt, welche aber nicht so sehr Quellkuppen und Stratovulkanen, als vielmehr stockförmig in das Sedimentär eingedrungenen Eruptivmassen entsprechen, welche seitlich mächtige, mehrfach übereinander sich wiederholende Lagen von Andesitdecken lakkolithartig in das aufgeblätterte Nebengestein entsenden, Kräutner (89) und Gherman (79). Es hat den Anschein, als ob hier das Eruptiv durch die darüberliegenden Sedimentmassen in seiner Ausbreitung gehindert wurde und es hier deshalb mehr zur Bildung intrusiver, lakkolithartiger Stöcke als zu Deckenergüssen oder Quellkuppen kam. Die Eruptivvorkommen setzen sich auch in das kristalline Massiv des Rodnaer Gebirges in Form von Gängen und Stöcken fort. Besonders auffällig ist das Vorkommen der Eruptiva an dem komplizierten südlichen Randbruch des Rodnaer Kristallins. Hier können die Eruptivas zum grossen Teil als an diesen Randbrüchen emporgedrungen aufgefasst werden. Die Vorkommen im Innern des kristallinen Massivs sind naturgemäss schwerer mit erkennbaren Brüchen in Verbindung zu bringen.

Was nun die Nomenklatur und die Systematik der Eruptivgesteine des Hărghita-Căliman-Gebirges anbetrifft, so stammt die erste Klassifikation von Richthofen (53), welcher der Altersfolge nach folgende Gruppen unterscheidet (1860): 1. Gruppe der Basalte; 2. Gruppe der Rhyolite; 3. Gruppe der grauen Trachyte; 4. Gruppe der Grünsteintrachyte.

Im Rodnaer Gebirge bezeichnete Richthofen (53) als Rhyolit das Gestein von Sângeorz-Băi und dasjenige des Ilvatales (beim heutigen Tunnel). Aus-

Institutul Geologic al României

serdem beschrieb er aus dem Rodnaer Gebirge noch Grünsteintrachyte. HAUER und STACHE (18) folgen 1863 in ihrer «Geologie Siebenbürgens» in grossen Zügen der Einteilung RICHTHOFEN's, dabei sondern sie jedoch einen Teil der von RICHTHOFEN zu den Rhyoliten gestellten Gesteine ab und vereinigen ihn mit einigen von RICHTHOFEN als Grünsteintrachyte bezeichneten Gesteinen, die aber auch quarzführend sind, zu einer besonderen Gruppe, den älteren Quarztrachyten, für welche sie die Bezeichnung Dacite vorschlagen, welche sich seither in der Literatur eingebürgert hat. Sie kommen also zu folgender Einteilung: 1. Gruppe der Basalte; 2. Gruppe der jüngeren Quarztrachyte (Rhyolite); 3. Gruppe der grauen Trachyte; 4. Gruppe der älteren Quarztrachyte (Dacite); 5. Gruppe der Grünsteintrachyte.

Die Gruppe der jüngeren Quarztrachyte entspricht den Rhyoliten in engerem Sinne, d. h. effusiven, z. T. glasigen, Sanidin führenden Gesteinen, während die älteren Quarztrachyte eine kristalline Grundmasse und porphyrisches Gepräge aufweisen. Als Feldspat führen sie meist einen Plagioklas. Im Gebiet des Rodnaer Gebirges fehlen echte Rhyolite. Das Gestein des Ilvatales wird von HAUER und STACHE (18) zu den Daciten gerechnet, dasjenige von Sângeorz-Băi entspricht auch mehr den Daciten als den Rhyoliten. Die übrigen damals aus dem Rodnaer Gebirge bekannten Gesteine wurden den Grünsteintrachyten zugeteilt.

POSEPNY (46) weist 1865 darauf hin, dass die Dacite vorwaltend Biotit, die Grünsteintrachyte hingegen vorwiegend Amphibol führen. Gesteine, in denen beide vorkommen, vergleicht er mit den Timaciten und Banatiten COTTA's (5). POSEPNY verwendet bereits die Bezeichnung Biotit- und Amphibol-Andesit.

1880 beschreibt DÖLTER (8) propylitisierte Andesite aus Siebenbürgen.

Ebenfalls 1880 beschreibt A. KOCH (20) die jungen Eruptivgesteine des Rodnaer Gebirges und gliedert sie in Anlehnung an die moderne Nomenklatur und Einteilung von ROSENBUSCH. Er unterscheidet:

Quarzandesite (Dazite)

1. Normale, granitoporphyrische Dacite (Măgura Mică).
2. Rhyolitische Dazite (Cormaia, Valea Măgurei, Maier).
3. Grünsteinmodifikation-Propylit (unterhalb der Prăpastia Dracului im Valea Vinului).

Andesite

1. Amphibol-Andesite mit Biotit.
 a) Normal (Măgura Porcului, Fântâna Haueri, Rodna Veche).
 b) Grünsteinmodifikation-Propylit (Ilva Mică).
2. Amphibol-Augit-Andesit (Zsigel, Val. Izvor).
3. Biotit-Amphibol-Andesit.
 a) Normal, (Cormaia, Cioroi, Teabu Debreczin).
 b) Grünsteinmodifikation-Propylit (Zsigel, Amaliastollen, Ferdinandstollen).

Institutul Geologic al României

Ungefähr dieselbe Gliederung bringt KOCH (19) auch 1900 in seinem Werk « Die Tertiärbildungen der Siebenbürgischen Landesteile Ungarns, II ».

1885 veröffentlichte PRIMICS (49) seine Arbeit über das Rodnaer Gebirge, wobei er für die Eruptivgesteine die Einteilung von KOCH beibehält. Er beschreibt: 1. Rhyolitische Quarz-Biotit-Andesite, 2. Granitporphyrische und porphyrische Quarz-Biotit-Andesite, 3. Amphibol-Andesite und 4. Amphibol-Augit-Andesite.

1907 versucht ROZLOZSNIK (55) eine Einteilung der jungen Eruptivgesteine von Rodna in zwei altersverschiedene Gruppen, und zwar eine ältere Gruppe: quarzführende Dioritporphyrite und eine jüngere Gruppe: granitoporphyrische Dacite (Quarzdioritporphyrite und Gesteine vom Andesittypus). Nach ROZLOZSNIK hat die ältere Gruppe eine grössere Verbreitung. Sie findet sich auf der Măgura Mare, Măgura Mică, Corni. Sie führt meist Amphibol, selten Biotit. Die jüngeren granitoporphyrischen Dacite führen meist Biotit (Tomnatic, Fluorasatal, Debreczeni). Sie werden sehr oft propylitisiert. Die Andesite sind ebenfalls oft in propylitisiertem Zustand zu finden.

Diese Altersunterschiede wurden 1923 auch von SZENTPÉTERY (61) aufrecht erhalten, indem er die ältere Gruppe seinen paläogenen Eruptivas, die jüngere jedoch den neogenen Eruptivas einreiht. Weder von ROZLOZSNIK noch von SZENTPÉTERY wird der Versuch gemacht, die Alterszweiteilung zu rechtfertigen und geologisch zu beweisen. Dieses versucht I. POPESCU-VOITEŞTI (42) und gelangt für die Dacite zu einem nacheozänen jedoch voroligozänen Alter.

1915 beschreibt WEBER (65) die jungen Eruptivgesteine des Bergwerkes von Rodna. Er befasst sich auch mit den Eruptivbrekzien.

LAŢIU (29—30) beschreibt 1926—1929 die Eruptivgesteine des Rodnaer Gebirges mit besonderer Berücksichtigung der Feldspäte, welche mittelst der STANCIU 'schen Drehtischmethode (Variation der Doppelbrechung) untersucht werden.

DE VERBREITUNG DER JUNGEN ERUPTIVGESTEINE IM RODNAER GEBIRGE

Die in den Bereich unseres Untersuchungsgebietes fallenden Eruptivgesteine tertiären Alters können petrographisch wie folgt klassifiziert werden:

1. Dacite.
2. Kaolinisierte Dacite.
3. Porphyritische Biotit-Amphibol-Andesite.
4. Amphibol-Andesite.
5. Amphibol-Pyroxen-Andesite.

Propylitisierte Fazies ist in allen diesen Gruppen bekannt.

Was nun die geographische Verbreitung und geologisch-tektonische

Institutul Geologic al României

Stellung dieser Eruptivas anbelangt, so tritt vor allem ihr Zusammenhang mit dem südlichen Bruchrand des Rodnaer Gebirges hervor.

Im W setzen bei Parva in unmittelbarer Nähe des südlichen und westlichen Randbruches des Kristallins mehrere kleinere Dacitgänge auf, welche, wie besonders deutlich im Valea Vinului gesehen werden kann, den eozänen Schichten fast konkordant zwischengelagert sind. Sie sind kaolinisiert, besonders der Dacit an der Sauerquelle « Carpația », zum Teil sind sie auch durch Abscheidung von Eisenhydroxyd fein gelb gebändert. Am Westrand des Rodnaer Gebirges tritt am Vrf. Pașca ein grosser, z. T. kaolinisierter Dacitstock auf, der genetisch auch mit dem Vorhandensein einer NE-SW verlaufenden Bruchlinie in Zusammenhang zu bringen ist. Im Valea Cormaiței tritt ein grosser frisch erhaltener Dacitstock auf, der an die Überschneidung zweier wichtiger Bruchlinien am Südrand des kristallinen Massivs gebunden erscheint. Mit einer dieser Bruchlinien, und zwar der N-S verlaufenden, steht wahrscheinlich auch das grosse Dacitvorkommen bei Sângeorz-Băi in Zusammenhang. Im Valea Cormaiei (bei der Mündung des Valea Orgei) treten zwei weitere kleine Dacitdurchbrüche im Kristallin auf, ohne dass hier jedoch ein Verhältnis zu irgendwelchen Brüchen festgestellt werden könnte. Im Valea Cormaiei und an der Măgura Porcului wird der Südbruch des kristallinen Massivs durch einige Amphibol-Andesit-Durchbrüche gekennzeichnet. Zwischen Anieș und Rodna Veche treten in dem Südteil des kristallinen Massivs mehrere Andesitstöcke auf, die ebenfalls nicht mit sichtbaren tektonischen Linien in Zusammenhang gebracht werden können. Die im Izvorul Băilor auftretenden grossen Stöcke von Amphibol-Andesit und dioritporphyritischem Biotit-Andesit haben ungefähr E-W Erstreckung und können ebenfalls nicht mit tektonischen Linien in Zusammenhang gebracht werden. Ebenso ist dies nicht möglich bei den vielen kleinen Eruptivstöcken in der Nähe des Bergwerkes von Rodna Veche (Valea Vinului). Im Valea Someșului finden sich, zwischen Rodna Veche und Șanț noch mehrere kleine Eruptivvorkommen, meist Amphibol-Andesite, welche z. T. Ausläufer des südlich davon gelegenen grossen Eruptivmassives des Vrf. Corni sind. Teils treten sie auch an dem S-Bruch des Kristallins auf. Eine besondere Richtung, nämlich NE-SW nimmt ein langgestreckter Stock von porphyritischem Biotit-Amphibol-Andesit ein, der im SW vom Valea Cormaiei angefangen über den Sattel zwischen Muncel und Nedeia Grajdului bis in das Valea Blidăresei (Valea Anieșului) hinüberzieht. Ein weiterer propylitisierter Biotit-Andesitstock wäre noch im Mittellauf des Valea Cobășelului zu erwähnen, welcher ähnlich wie im Bergwerk von Rodna, in seinem Gefolge eine Mineralisation mit sich brachte, die mit jener von Rodna identisch ist und auch bergbaulich verwertet wurde.

Die im S des Valea Someșului gelegenen, morphologisch gut in Erscheinung tretenden kuppelförmigen Eruptivstöcke, z. B. Vrf. Corni, Măgura

Institutul Geologic al României

Mare, Măgura Mică, Măgura Sturzilor, die Gesteine des Ilvatales und des Bergrückens zwischen Someș und Ilva ziehen wir hier nicht in den Kreis unserer Betrachtung, obwohl das zum weiter unten folgenden statistischen Studium der Feldspäte verwendete Material z. T. von ihnen stammt. Nennenswerte Kontakterscheinungen, die die jungen Eruptivas an den kristallinen Schiefern hervorgebracht haben, sind nicht bekannt. Die eozänen oder oligozänen Mergel und Schiefer erscheinen am Kontakt mit den Daciten bei Sângeorz-Băi fast stets gebrannt.

In dem Bergwerk von Rodna Veche ist am Rande der Eruptivstöcke oft eine ziemlich mächtige Eruptivbrekzie zu sehen, die sowohl aus eruptiven als auch aus kristallinen Schiefern besteht.

Propylitisierung ist an mehreren Orten bekannt, vor allem aber an den Gesteinen des Rodnaer Bergwerkes.

PETROGRAPHISCHE BESCHREIBUNGEN

1. *Dacite. a)* Die Dacite von Sângeorz-Băi. Durch die neuen Aufschlüsse der C.F.R.-Steinbrüche am Tunnel von Sângeorz-Băi ist der Dacit sehr gut aufgeschlossen. Er bildet hier steile Wände in einer Front von circa 200 m Länge. Er wird von der Terrasse des Someșul bedeckt. Ein weiterer Aufschluss dieses Dacites befindet sich bei der Brücke an der Mündung des Valea Cormaiei in das Valea Someșului.

Der Dacit von Sângeorz-Băi ist megaskopisch ein hellgraues Gestein, dessen Grundmasse von grauer Farbe dicht bis sehr feinkörnig erscheint. An porphyrischen Einsprenglingen finden sich frische Quarze, grössere, oft etwas trübe Plagioklase und Tafeln von etwas verwittertem Biotit. U. d. M. beobachtet man eine sehr feine Grundmasse von kleinen, meist isomeren Feldspatkörnchen von circa 10—15 μ Durchmesser, seltener längliche Feldspatleistchen von circa 50 μ Länge. Dem Feldspat scheint auch etwas Quarz beigemengt zu sein. Weiterhin finden sich in der Grundmasse feine Schüppchen eines stark veränderten und zersetzten (chloritisierten) Biotites. Als Einsprenglinge finden sich vor allem bis 5—6 mm grosse Quarzindividuen, die meist in gerundeten Körnern auftreten und keine Dihexaederformen erkennen lassen. Magmatische Korrosionserscheinungen sind oft vorhanden, Sprünge und Hohlräume sind besonders in den grossen Quarzen mit Calcit und noch einem farblosen stark doppelbrechenden Mineral erfüllt. Die Feldspateinsprenglinge sind etwas kleiner als die Quarzkörner, sie erreichen bis zu 3 mm Länge. Die Kristalle zeigen meist die Flächen (010) und (001). Zonarstruktur ist nur ganz schwach ausgebildet. Die Plagioklase zeigen 40—47% An. An Zwillingsgesetzen wurde : Albit, Periklin, Karlsbad und Albit-Karlsbad beobachtet. Die Feldspäte sind oft zersprungen, entlang der Sprünge infiltriert

Institutul Geologic al României

Grundmasse und auch sekundärer Calcit. Als dunkler Gemengteil kommt Biotit vor, der in Schuppen und Tafeln bis zu 2 mm, meist jedoch etwas kleiner, ausgebildet erscheint. Der Biotit ist nie frisch erhalten. Wo seine braune Farbe noch erhalten ist, zeigt er eine feine Aufblätterung. Er hat einen Pleochroismus von na: hellgelb, fast farblos, $n\gamma$: braungelb. Ein weiteres Stadium der Veränderung besteht in einer Grünfärbung, bei der der Biotit unter Ausscheidung von kleinen Magnetitkörnchen in eine chloritähnliche Masse, oft filzig verwebt, übergeht. Calcit findet sich dann im Biotit auch ausgeschieden. Erz findet sich sowohl in kleinsten Körnchen in der Grundmasse als auch in grösseren Körnern von 280 μ Grösse.

b) Die Dacite des Valea Cormaiței. Das Gestein des Dacitstockes des Valea Cormaiței ist demjenigen von Sângeorz-Băi ähnlich, doch hat es weniger Quarz und Biotit als Einsprenglinge. Dagegen scheint mehr Quarz in der Grundmasse zu stecken. Die Grundmasse ist etwas gröber kristallin als beim vorigen Gestein. U. d. M. beobachtet man in ihr viele kleine Serizit-ähnliche Schüppchen, vielleicht Kaolin, was sich megaskopisch durch das milchig-weisse, trübe Aussehen der Grundmasse bemerkbar macht. Die Zonenstruktur der Feldspäte ist auch hier nur sehr schwach ausgeprägt. An An-Gehalt wurde im Feldspat bestimmt 37—43% An. An Zwillingsgesetzen wurden festgestellt: Albit, Aklin-Periklin, Ala, Karlsbad, Albit-Karlsbad.

c) Die Dacite des Valea Orgei. Das Gestein von der Mündung des Valea Orgei in die Cormaia zeigt eine etwas kaolinisierte Grundmasse und viel Calcitabscheidung, besonders in den Feldspäten. Einige Feldspäte sind dadurch schon fast ganz aufgelöst. Das Gestein zeigt viele Einsprenglinge von Quarz und Plagioklas. Die Plagioklase zeigen gute kristallographische Begrenzung. Der An-Gehalt wurde zu 37—40% An ermittelt, an Zwillingsgesetzen kommen vor: Albit, Manebach, Karlsbad, Albit-Karlsbad. Dieses Vorkommen ist charakteristisch durch das Vorhandensein schöner ganz frischer Biotitschuppen von 1—1,25 mm Länge mit gut ausgebildeten pleochroitischen Höfen um Zirkonkristalle.

2. *Kaolinisierte Dacite.* Die verhältnismässig frischesten Typen der kaolinisierten Dacite stellen die Dacite des Vrf. Pașca, am W-Rand des kristallinen Massives dar. Megaskopisch sind dies plattig abgesonderte Gesteine von grau-rosenrötlicher Färbung, die eine sehr dichte, jedoch feinkristalline Grundmasse erkennen lassen. Daraus heben sich nur sehr undeutlich einige grössere Einsprenglinge von Feldspat hervor, sowie ganz kleine Biotitschüppchen. U. d. M. erweist sich die Grundmasse des Gesteins zusammengesetzt aus kleinen Feldspatkörnchen und Leistchen von circa 15—20 μ Grösse. Die Feldspatleistchen werden aber auch grösser und erreichen eine Länge bis zu 150 μ. Nach der Methode der maximalen Auslöschung in der Zone (010) bestimmt, entsprechen

Institutul Geologic al României

sie einem Andesin. Der Grundmasse ist auch Quarz in kleinen Körnchen beigemengt. Ausserdem finden sich in der Grundmasse viele feine Schüppchen von Serizit oder Kaolin, in welche einige Feldspäte umgewandelt erscheinen. Ferner finden sich noch leuchtend braune, limonitische (?) oder eisenhydroxydartige Zersetzungsprodukte, welche auch in grösseren Batzen vorkommen. Unter den Einsprenglingen fehlt im Gestein des Vrf. Paşca Quarz. Die Feldspateinsprenglinge sind verhältnismässig auch sehr klein, bis 800 μ. Sie sind nur sehr schwach zonar struiert, sind oft gesprungen und oft stark serizitisiert, wodurch ihre Umrisse undeutlich begrenzt erscheinen. An Zwillingsgesetzen zeigen sie: Albit, Karlsbad und Periklin. Biotit findet sich in frischen, bis 1,2 mm langen Schuppen, mit einem Pleochroismus $n\alpha$: hellgelb, $n\gamma$: gelbbraun.

Ähnlich diesem Gestein ist auch der unterhalb der Bârlea im Kristallin aufsetzende Dacit, der jedoch viel stärker kaolinisiert erscheint. Er weist besonders eine stark serizitisierte und kaolinisierte Grundmasse auf. Die Plagioklaseinsprenglinge sind sehr selten und haben 45% An. In diesem Gestein finden sich auch Granatkörnchen von circa 160 μ Durchmesser.

In eine Klasse mit diesen Gesteinen kann auch dasjenige aus dem Valea Rebrei, oberhalb der Mündung des Valea Artiriș, gesetzt werden, bei welchem jedoch infolge der Kaolinisierung die Plagioklaseinsprenglinge ganz verschwunden sind und von Calcit und Serizit erfüllte Hohlräume übrig bleiben. In weiter vorgeschrittenen Stadien der Kaolinisierung erhalten die Gesteine eine weisse oder gelblich-weisse, ziemlich dicht aussehende Grundmasse und weisen eine sehr feine gelbbraune Bänderung auf, die durch Einlagerungen von Eisenhydroxyd-Partikelchen zu Stande kommt. Vor allem sind auch die Plagioklaseinsprenglinge dieser Kaolinisierung ganz zum Opfer gefallen, nur Granat hat sich manchmal in grösseren Körnern gut erhalten. (Piciorul Prislop, Artiriș). U. d. M. zeigt sich die Einlagerung der Eisenhydroxydhäufchen in die feinkörnige kaolinisierte Quarz-Feldspatgrundmasse, wobei die Verwitterungsprodukte ganz unregelmässig geformte Batzen bilden und sich streifenweise, dichter und schütterer, in die Grundmasse einlagern. Granat findet sich auch hier häufig in grösseren Körnern. Daneben auch Apatit (?) in Säulchen. Am Artiriș und im Valea Vinului in Parva finden sich grössere Quarzbipyramiden und auch grosse Plagioklaseinsprenglinge in diesem Gestein.

Ähnliche Dacite finden sich noch im Valea Vinului oberhalb der Carpațiaquelle an mehreren Punkten, an der Bârlea, am Vrf. Paşca, im Valea Surupatului bei Parva. Bei der Carpațiaquelle ist ein solcher Dacitgang durch die auflösende Wirkung des CO_2-hältigen Quellwassers in reines Kaolin verwandelt worden.

Die kaolinisierten Dacitgänge von Parva scheinen konkordant in die eozänen Sandsteine injiziert zu sein. Im Valea Vinului folgt im Hangenden des Dacites eine Serie von schwarzen bituminösen Schiefern, welche von Kocii

Institutul Geologic al României

(19) als oligozäne Fischschuppen-Schiefer (Ileanda Marc) angesehen wurden. Der Dacit weist hier, unmittelbar am Kontakt mit den schwarzen Schiefern eine fluidale Randfazies auf. Es ist dies ein sehr feines, deutlich geschichtetes Gestein, worin sehr feine weisse kaolinisierte Bänder mit grauen Lagen wechsellagern. Man beobachtet megaskopisch vollkommen milchig-trübe grössere Feldspateinsprenglinge und ebenfalls ganz verwitterte Hornblendeprismen. U. d. M. sieht man eine sehr feine hyalopilitische bis pilotaxitische Grundmasse, die deutliche Fliessstruktur erkennen lässt. Die Grundmasse besteht aus kleinen Feldspatkörnchen, darin finden sich derbere Massen von Kaolin und Calcit in grösserer Verbreitung. Die Grundmasse zeigt eine deutlich schichtig-fluidale Struktur. Gröber struierte Schichten wechseln mit feineren ab. In einem Teil der Grundmasse finden sich Feldspatkörnchen in unregelmässiger Verteilung, jedoch ziemlich dicht eingestreut, die nur bei gekreuzten Nikols hervortreten. Was die Einsprenglinge anbelangt, so sind noch die Konturen grösserer Plagioklasindividuen deutlich zu sehen, sie sind jedoch alle mit Kaolin, Calcit, Serizit, usw. ausgefüllt. Es finden sich hingegen ganz frische kleinere Quarzeinsprenglinge. Die dunklen Einsprenglinge sind auch nicht mehr erhalten, sondern bloss ihre Konturen sind sichtbar. Sie sind mit unbestimmten Opacit-ähnlichen Produkten erfüllt. Ebenso sind der Form nach auch Reste von Biotit zu erkennen.

3. *Porphyritische Biotit-Amphibol-Andesite (Dioritporphyrite).* Die Biotit-Amphibol-Andesite besitzen eine ausgesprochen porphyrische Struktur, welche vor allem durch die grossen Plagioklaseinsprenglinge hervorgerufen wird. Daneben lassen sich noch grosse Biotittafeln, oft in dicken Packeten auftretend und kleine Hornblendeprismen beobachten. Die Grundmasse ist für das freie Auge kryptomer, dicht, jedoch nicht glasig und von hellgrauer Farbe.

Die Biotit-Amphibol-Andesite bilden vor allem zwei grosse Stöcke. Der eine findet sich im Valea Băilor, nördlich von Rodna Veche zwischen km 5 und 6, in E-W Erstreckung. Der zweite grosse Zug findet sich im Valea Cormaiei, von wo er gegen NE bis in das Valea Blidăresei zieht. Kleinere Stöcke finden sich beim Bergwerk von Valea Vinului, am Muntele Beneș und im Valea Cobășelului. Als Typ kann das Gestein des Izvorul Băilor, km 5—6 angesehen werden.

U. d. M. erweist sich die Grundmasse als sehr fein mikrokristallin. Bei starker Vergrösserung erkennt man, dass kleine circa 20 μ grosse Feldspatkörnchen und Leistchen sehr dicht in einer grauen isotropen Glasbasis (?), liegen. In dieser Grundmasse finden sich grosse Einsprenglinge von Plagioklas, es wurden an Grössen gemessen: 1,25—1,75—2,50—4,50 mm Länge. Die Plagioklase weisen eine ausgezeichnete dünnschalige Zonenstruktur auf; sie sind zum grössten Teil frisch, doch zeigen einige Individuen besonders

Institutul Geologic al României

im Zentrum ein serizitisches Haufwerk. Bei anderen Individuen sind diese autometamorphen Verwitterungsprodukte mehr auf randliche Zonen beschränkt. In den grösseren Plagioklas-Individuen treten bis 15 Rekurrenzen in den Zonen auf. Die Plagioklase zeigen 35—45% An. Die Verzwilligung ist äusserst reich. Es wurden festgestellt: Albit, Aklin-Periklin, Manebach, Karlsbad, Albit-Karlsbad, Albit-Ala. Als weitere Einsprenglinge fallen Packete von Biotittafeln auf, welche bis 3 mm Grösse erreichen. Der Pleochroismus ist: $n\alpha$: hellgelb, $n\beta$ und $n\gamma$: dunkelbraun-grünlich, fast schwarz. Der Biotit ist fast stets gut und frisch erhalten, doch finden sich in weniger frischen Handstücken auch beginnende Umwandlungen in Chlorit. Zahlenmässig überwiegen über den Biotit die Hornblendeeinsprenglinge, deren Prismen bis über 2 mm Länge erreichen, die jedoch, ebenso wie auch der Biotit und der Plagioklas in der Grösse alle Übergänge bis zu kleinen 0,1 mm grossen Individuen aufweisen. Die Hornblende ist nie als solche frisch in diesen Gesteinen erhalten, sondern stets vollkommen in ein unregelmässiges Haufwerk von Chlorit, Calcit, Serizit, Titanit und Magnetit umgewandelt. Magnetit findet sich auch ausserhalb der Hornblenden, isoliert in der Grundmasse liegend, in Form grösserer Körner.

Das Gestein des zweiten grossen Stockes im Valea Cormaiei-Pârâul-Porcărețu sowie dasjenige der übrigen kleineren Stöcke stimmt mit demjenigen des Izvorul Băilor überein, nur sind manchmal (Pârâul Porcărețu) die Feldspateinsprenglinge grösser und die Grundmasse hat keine Glasbasis. In der Nähe des Bergwerkes von Valea Vinului (Rodna) finden sich diese Gesteine in einer propylitisierten Abart. Die Grundmasse des Gesteines zeigt dabei eine dunkelgraugrünliche Färbung, weil besonders auch die Feldspäte der Grundmasse von der propylitischen Umwandlung ergriffen werden. Die dunklen Gemengteile Biotit und Amphibol sind vollkommen in Chlorit, Calcit, Magnetit, Titanit und Serizit umgewandelt.

Die Biotit-Amphibol-Andesite stellen Übergänge zu den Daciten dar und unterscheiden sich von den amphibolführenden Daciten, z. B. jenen des Ilvatales beim Tunnel, nur durch das Fehlen von Quarzeinsprenglingen. Dabei scheinen die Einsprenglinge auch etwas grösser zu sein als bei den Daciten. Von den oben beschriebenen Biotit-Daciten des Rodnaer Gebirges unterscheiden sie sich weiterhin durch die dunklere Farbe der Grundmasse und durch ihren reichlichen Gehalt an Amphibol.

4. *Amphibol-Andesite.* Die Amphibol-Andesite des Rodnaer Gebirges weisen meist eine dunkle, graugrüne Grundmasse auf, welche kryptomer erscheint und immer mikrokristallin ausgebildet ist. Als Einsprenglinge finden sich Hornblendenadeln von 2—3 mm, sehr selten solche von 5 mm Länge. Der Feldspat tritt als Einsprengling weit hinter dem Amphibol zurück, meist ist er überhaupt nur in der Grundmasse enthalten. Die einzelnen

Institutul Geologic al României

Typen der Amphibol-Andesite variieren so stark, dass eine gesonderte Beschreibung der einzelnen Typen gegeben werden muss.

a) Amphibol-Andesit von der Spitze der Măgura Porcului. Das Gestein hat eine dunkelgraue Farbe, kryptomere Grundmasse, an Einsprenglingen viele Prismen von Hornblende und weniger Plagioklas. U. d. M. erscheint die Grundmasse mikrokristallin, gebildet von grösseren, undeutlich ineinander übergehenden Plagioklaskörnchen und kleinen Körnchen von Magnetit und Augit (wie am Opacitrand der Einsprenglinge). Die Plagioklas-Einsprenglinge sind fast nie frisch erhalten. Zonenstruktur in mehrfachem Wechsel ist zu beobachten. Die Plagioklase heben sich als Einsprenglinge nicht deutlich von der Grundmasse ab, weil sie selbst sehr oft von Serizit-Chlorit-Calcithaufwerken erfüllt sind. Der Amphibol bildet die häufigsten Einsprenglinge, in Form von Prismen, die eine Länge von 2,5 mm erreichen können, jedoch meist nur 1—1,5 mm Länge aufweisen. Die Amphibole haben einen Pleochroismus von na: gelb-bräunlichgrün, $n\beta$: bräunlichgrün, $n\gamma$: olivbräunlich. Die Auslöschung $n\gamma : c = 10—12°$. Die Amphiboleinsprenglinge sind von einem schmalen, aber sehr gut ausgebildeten Opacitrand, gebildet aus feinen Körnchen von Magnetit und Augit, umgeben.

b) Amphibol-Andesit des Valea Cormaiei. Am südlichen Randbruch des Kristallins tritt im Valea Cormaiei ein kleiner Amphibol-Andesitstock auf, der megaskopisch eine dichte graugrüne Grundmasse zeigt, in der sich viele Hornblendeeinsprenglinge und nur wenige Plagioklase befinden. U. d. M. erweist sich die Grundmasse von typisch pilotaxitischer Struktur und besteht aus leicht fluidal angeordneten Plagioklasleistchen, welche eine Länge von circa 100 μ im Durchschnitt erreichen und manchmal noch grösser werden. Es finden sich alle Übergänge bis zu einer Grösse von 350—480 μ, welche Feldspäte dann schon den Charakter von kleinen Einsprenglingen aufweisen. Feldspäte, welche sich von der pilotaxitischen Grundmasse als Einsprenglinge gut abheben, fehlen vollkommen. Die Feldspatleistchen der Grundmasse weisen in der symmetrischen Zone senkrecht (010) eine maximale Auslöschung von circa 25—30° auf und entsprechen demnach dem Labrador. In der Grundmasse dieser Gesteine finden sich noch kleine gelblich braune limonitische Verwitterungsprodukte und kleine schwärzliche Körner von Erz. Die Amphibol-Einsprenglinge bilden ziemlich gedrungene flach tafelige Individuen, die nur einen schwach ausgeprägten Pleochroismus na: farblos-grünlich, $n\beta$: grünlich, $n\gamma$: bräunlich-grünlich aufweisen. Die Auslöschung der Hornblende $n\gamma : c = 20—25°$.

c) Amphibol-Andesite des Izvorul Băilor. Es sind dies ebenfalls dunkle Gesteine, die grössere Amphibolprismen als Einsprenglinge erkennen lassen. Plagioklas ist in Form grösserer Einsprenglinge seltener vorhanden.

Institutul Geologic al României

U. d. M. erweist sich de Grundmasse ebenfalls als holokristallin, zusammengesetzt aus kleinen Feldspatkörnchen, zwischen welchen dann auch grössere Plagioklasleisten liegen und einen Übergang zu den seltenen grossen Plagioklaseinsprenglingen vermitteln. Ausserdem finden sich in der Grundmasse Biotit (?), Fe-hältige Verwitterungsprodukte und Erz. Die grösseren Feldspateinsprenglinge sind oft nicht mehr frisch erhalten, sie weisen eine ausgeprägte Zonenstruktur, jedoch wenig Rekurrenzen auf, die Übergänge sind mehr stetig. Der An-Gehalt wechselt dementsprechend stark in ein und demselben Individuum. So wurde gemessen: 55—85%, 55—72%, 60—70% An. Die Feldspäte entsprechen also dem Labrador-Bytownit. An Zwillingsgesetzen wurden bestimmt: Albit, Karlsbad, Albit-Karlsbad, Aklin-Periklin, Banater Verwachsung. Die Feldspäte sind oft sehr stark serizitisiert. Am Priporul Pietrei Albe sind die Feldspäte der Amphibol-Andesite besonders stark zonar struiert. Es wurde gemessen 55—60%, 85—90% An. An Zwillingsgesetzen kommen daselbst vor: Albit, Albit-Karlsbad, Karlsbad, Periklin-Aklin.

Die Hornblende bildet viele prismenförmige, sehr unregelmässige, oft auch zerbrochene Einsprenglinge. Der Pleochroismus ist $n\alpha$: gelblichgrün, $n\beta$: grün, $n\gamma$: olivgrün. Auslöschung $n\gamma : c = 15 - 20°$. Die Grösse der Hornblendeprismen beträgt 2,75—3,25 mm, manchmal, jedoch sehr selten, finden sich auch Prismen bis 5 mm Durchmesser. Diese Gesteine zeigen oft, besonders an den Feldspäten und noch mehr an den Hornblenden, Zeichen beginnender Propylitisierung. Pyroxen findet sich in diesen Andesiten äusserst selten in Form kleiner Individuen vor. Am Priporul Pietrei Albe kommt in diesen Andesiten auch sehr wenig Biotit vor.

d) Propylitisierter Amphibol-Andesit des Valea Cobășelului. Im Valea Cobășelului (Unterlauf) steht ein Andesit an, der Anzeichen stark fortgeschrittener Propylitisierung zeigt. Die Grundmasse erweist sich u. d. M. als holokristallin aus kleinen unregelmässigen Plagioklastäfelchen zusammengesetzt. Die grossen Feldspäte sind selten frisch erhalten. Oft weisen sie im Zentrum, gegen den Rand hin scharf abgegrenzt, Anhäufungen von Serizit auf, oft sind die Feldspäte auch ganz in Serizit umgewandelt, besonders die grösseren Individuen. Die kleineren Einsprenglinge sind meist etwas frischer erhalten. Zonarstruktur ist gut ausgeprägt. Der An-Gehalt beträgt circa 48—54% An. (Gemessen mittelst der Rittmann'schen Zonenmethode in der Zone (010). Die grossen Hornblendeeinsprenglinge sind als solche nicht mehr erhalten. Die Hornblenden sind alle in eine hellgrüne Masse verwandelt, unter Ausscheidung von viel Calcit und Magnetit. In vielen Fällen sind nur noch Pseudomorphosen, von Calcit erfüllt, übrig geblieben. Das Gestein enthält auch viel Magnetit.

Institutul Geologic al României

5. *Amphibol-Pyroxen-Andesite.* Die Amphibol-Pyroxenandesite haben im Rodnaer Gebirge bloss eine sehr untergeordnete Verbreitung. Sie finden sich an der Fața Tăului, im Valea Someșului, oberhalb von Rodna Veche, als einziges Vorkommen, in welchem der Pyroxen in grösserer Menge vorkommt.

Die Amphibol-Pyroxen-Andesite sind megaskopisch dunkle Gesteine, welche zum grössten Teil nur femische Einsprenglinge erkennen lassen. U. d. M. erweist sich die Grundmasse als holokristallin ausgebildet, weist Anklänge an pilotaxitische Struktur auf und besteht aus relativ sehr grossen, 160—350 μ langen Plagioklasleisten, die dann auch noch weitere Übergänge in der Grösse bis zu den circa 1 mm langen einsprenglingsartigen Plagioklasen erkennen lassen. Da aber auch die Grundmasse selbst aus ziemlich grossen Plagioklasleisten besteht und alle Übergänge bis zu den eigentlichen Einsprenglingen vorkommen, so heben sich diese besonders megaskopisch von der Grundmasse gar nicht ab. Die grösseren Feldspäte weisen einen An-Gehalt von circa 75% An auf, die kleineren Leistchen der Grundmasse sind, der maximalen Auslöschung in der symmetrischen Zone senkrecht (010) nach zu schliessen, etwas saurer und zeigen circa 55—57% An. Die Hornblende bildet bis 1,6 mm lange Prismen. Sie zeigt einen schwach ausgeprägten Pleochroismus von $n\alpha$: bräunlich-gelblich, $n\beta$, $n\gamma$: braungelb. Die Hornblende zeigt fast immer Resorptionserscheinungen, indem sie sich randlich in Chlorit, Augit und Magnetit auflöst, ohne aber einen typischen Opacitrand zu besitzen. Die Auslöschung $n\gamma : c = 18—20°$. Biotit, der sehr wenig in kleinen Schüppchen, meist in der Nähe des Chlorits vorkommt, scheint aus Hornblende hervorgegangen zu sein. Der Pyroxen bildet kleine gedrungene Körner von circa 640 μ Länge, welche jedoch oft in mehreren Körnern zusammengeballt, als kleine Aggregate vorkommen. Pyroxen ist weniger als Hornblende vorhanden. Der Pyroxen erscheint im Schliff fast farblos; er hat eine Auslöschung von 35—40°. Im Gegensatz zur Hornblende weist der Pyroxen nie Resorptionserscheinungen auf. Magnetit ist in diesem Gestein ziemlich viel enthalten.

MIKROSKOPISCHES STUDIUM DER FELDSPÄTE AUS DEN JUNGEN ERUPTIVGESTEINEN MIT HILFE DER UNIVERSALDREHTISCH-METHODE

Die Feldspäte der jungen Eruptivgesteine des Rodnaer Gebirges wurden einem mikroskopischen Studium mit Hilfe der Fedoroff'schen Universaldrehtischmethode unterworfen. Dabei wurde nach der von M. REINHARD (106) ausgearbeiteten und beschriebenen Arbeitsweise vorgegangen und zur Bestimmung die von demselben Autor veröffentlichten Diagramme benützt. Es wurde der Anorthitgehalt der Feldspäte sowie die Zwillingsgesetze bestimmt und dies Material dann statistisch ausgewertet. Neben den in unserem eigenen Aufnahmsbereich liegenden Gesteinen wurden auch einige benach-

Institutul Geologic al României

barte, nicht mehr in das Gebiet der geologischen Karte fallende Eruptivgesteine des Bârgăuer Gebirges (Valea Ilvei u. Sângeorz-Băi) mit untersucht.

Wie aus der unten folgenden Tabelle hervorgeht, wurden im ganzen 16 Gesteine, und zwar 3 Biotit-Dacite, 2 Amphibol-Dacite, 1 propylitisierter Dacit, 4 porphyritische Biotit-Amphibol-Andesite, 4 Amphibol-Andesite und 2 Amphibol-Pyroxenandesite untersucht. Es wurden dabei 86 Zwillingsstöcke vermessen. Die Häufigkeit der einzelnen Zwillingsgesetze ist folgende:

In 86 Zwillingsstöcken:

Albitgesetz	66 ×	=	76,7%
Karlsbader Gesetz .	35 × (26 ×)	=	40,6% (30%)
Albit-Karlsbader G.	36 × (18 ×)	=	42,0% (21%)
Periklin-Aklin Gesetz	27 ×	=	31,4%
Manebach Gesetz .	3 ×	=	3,5%
Ala Gesetz	2 ×	=	2,3%
Albit-Ala Gesetz . .	1 ×	=	1,2%
Banater Verwachsung	3 ×	=	3,5%

Die gleiche Häufigkeit des Karlsbader und des Albit-Karlsbader Gesetzes ist dem Umstand zuzuschreiben, dass fast alle nach dem Karlsbader Gesetz verzwillingten Individuen auch nach dem Albit-Gesetz verzwillingt erscheinen, wobei, wenn die eine Lamelle des Albitzwillings mit dem Nachbarindividuum nach Karlsbad, die zweite Lamelle des Albitzwillings dann jedoch nach Albit-Karlsbad verzwillingt sein muss, ohne jedoch in direkte Verwachsung mit ihm zu treten. Fassen wir jedoch das Albit-Karlsbader bezw. das Karlsbader Gesetz nur dann als zurecht bestehend auf, wenn zwei nebeneinander liegende, mit einander direkt verwachsene Lamellen nach diesem Gesetz verzwillingt erscheinen, so ergibt sich folgende Häufigkeit:

Karlsbader Gesetz . . 26 ×
Albit-Karlsbader Gesetz 18 ×.

Diese Zahlen sind in obiger Tabelle in Klammern beigesetzt. Die in Klammern befindlichen Prozentzahlen geben dann entsprechend die prozentuelle Häufigkeit bei dieser Aufteilung an. Da es sich in der Mehrzahl der Fälle um intermediäre Plagioklase handelt, so konnte das Aklin- vom Periklingesetz nicht unterschieden werden, da die Verwachsungsgsebene des Periklingesetzes (rhombischer Schnitt) bei intermediären Plagioklasen mit der Verwachsungsebene (001) des Aklingesetzes sehr nahe zusammenfällt. Es wurde deshalb in der Tabelle die Bezeichnung Aklin-Periklin verwendet.

Zweifelhafte Fälle, in denen das Zwillingsgesetz nicht eindeutig bestimmt werden konnte, fanden sich verhältnismässig selten. In einigen Fällen konnte bei den basischen Plagioklasen nicht eindeutig entschieden werden, ob die

Institutul Geologic al României

Fläche (010) oder (001) vorlag. In beiden Fällen fielen die Projektionspunkte auf Kurven der Diagramme, zeigten jedoch einen verschiedenen An-Gehalt an. Die Entscheidung erfolgte in diesen Fällen auf Grund allerdings nicht ganz eindeutiger morphologischer Merkmale. Das von LAȚIU (29—30) als selten auftretend zitierte Baveno-Gesetz wurde von uns kein einzigesmal beobachtet.

Wenn wir die Resultate der nachfolgenden Tabelle (An-Gehalt und Zwillingsgesetze) auf die vier verschiedenen von uns unterschiedenen Kategorien von Gesteinen: 1. Dacite, 2. Porphyritische Biotit-Amphibol-Andesite, 3. Amphibol-Andesite, 4. Amphibol-Pyroxen-Andesite aufteilen, so erhalten wir folgende Ergebnisse. Der An-Gehalt der Feldspäte in den Daciten und porphyritischen Biotit-Amphibol-Andesiten beträgt 35—65% An bei den ersten, 35—50% bei den zweiten, bewegt sich also ungefähr in denselben Grenzen. Der An-Gehalt der Feldspäte der Amphibol-Andesite beträgt 35—90% An, wobei die extremen Werte auf sehr stark zonar struierte Individuen entfallen, sodass die Mittelwerte zwischen 50—70% An liegen. Ungefähr in gleicher Weise verhalten sich auch die Feldspäte der Amphibol-Pyroxen-Andesite (40—90% An). Was die prozentuelle Verteilung und Häufigkeit der Zwillingsgesetze bei den einzelnen Gruppen anbetrifft, so kann beim Albitgesetz eine Abnahme der Häufigkeit mit zunehmender Basizität des Gesteines festgestellt werden. Das Karlsbader und Albit-Karlsbader Gesetz hingegen weist eine leichte Zunahme der Häufigkeit bei zunehmender Basizität der Gesteine auf. Das Periklin-Aklin Gesetz weist eine rapide Abnahme in den Amphibol- und Amphibol-Pyroxen-Andesiten auf gegenüber den Daciten und porphyritischen Biotit-Amphibol-Andesiten. Manebach, Ala und Albit-Ala wurde von uns nur in den Daciten und den porphyritischen Biotit-Amphibol-Andesiten angetroffen und zwar in nur sehr geringer Anzahl. Die Banater Verwachsung fand sich selten, sowohl in den Daciten als auch in den Amphibol-Andesiten. Wenn wir als Karlsbader, bezw. als Albit-Karlsbader Gesetz nur jene Fälle gelten lassen, in denen die in Komplexstellung befindlichen Lamellen miteinander direkt verwachsen sind, so sehen wir, dass das Karlsbader Gesetz bei den Daciten, den porphyritischen Biotit-Amphibol-Andesiten und den Amphibol-Pyroxen-Andesiten circa 25% ausmacht, während es bei den Amphibol-Andesiten zu ₁5% vertreten ist. Das Albit-Karlsbader Gesetz tritt in den Daciten und den porphyritischen Biotit-Amphibol-Andesiten sehr stark gegenüber dem Karlsbader Gesetz zurück. In den Amphibol-Andesiten und den Amphibol-Pyroxen-Andesiten weist das Albit-Karlsbader Gesetz die gleiche Häufigkeit wie das Karlsbader Gesetz auf.

Was die Zonenstruktur der Feldspäte anbelangt, so ist zu bemerken, dass sie in den Feldspäten der Dacite und porphyritischen Biotit-Amphibol-Andesite viel weniger prägnant in Erscheinung tritt als bei denjenigen der Amphibol- und Amphibol-Pyroxen-Andesite. In den porphyritischen Biotit-Andesiten

Institutul Geologic al României

ist zwar oft eine bis 7 fache Rekurrenz der Zonen zu beobachten, doch ist der Unterschied im An-Gehalt der einzelnen Zonen sehr klein. Der An-Gehalt beträgt in den äusseren Zonen circa 35% in den nach innen gelegenen 38% An. In einem anderen Feldspat desselben Gesteines wurde 40—48% An in der mehrfach sich wiederholenden Zonenfolge festgestellt. In einem etwas propylitischen Dacit des Valea Cobășel wurden von aussen nach innen 11 Zonen mit folgendem An-Gehalt festgestellt: 45—40—37—47—37—45—38—37—40—40—30% An, wobei besonders der saure Kern erwähnt zu werden verdient. Beim Amphibol-Andesit der Măgura Mare zeigt die Zonenfolge von aussen nach innen folgende An-Gehalte: 50—45—40—47—42—55—60% An, in einem anderen Falle 55—50—30—58% An.

In den Daciten ist die Zonenstruktur häufiger in den basischeren Amphibol-Daciten als in den Biotit-Daciten anzutreffen. Im Amphibol-Dacit des Valea Ilvei finden wir von aussen nach innen: 48—65—48—44% An. In den Amphibol-Andesiten des Izvorul Băilor sind die Zonen nicht scharf

Der Anorthitgehalt der Plagioklase und die Häufigkeit der Zwillingsgesetze

Benennung des Gesteines	Zahl der gemessenen Stöcke	Anorthit-Gehalt	Zwillingsgesetze							
			Albit	Karlsb.	Albit-Karlsbad	Perikl.Akl.	Manebach	Ala	Albit-Ala	Ban, Verw.
Dacit des Valea Cormaiței	6	35—40%	3	2 (2)	3	3		1		
Dacit des Val. Cormaia-Orgei	3	37—40%	3	1 (1)	1		1			
Dacit von Sângeorz-Băi, Steinbruch	2	40—47%	2	1	1 (1)	1				
Dacit des Valea Ilvei	6	40—48%	5	1	1 (1)	3				
Propyl. Dacit des Valea Cobășelului	7	38—49%	6	2 (2)	2	4		1		1
Dacit des Valea Ilvei	6	44—65%	5	3 (2)	3 (1)	1				
Porph. Biotit-Amphibol-Andesit Valea Vinului	1	45—50%	1			1				
Porph. Biotit-Amphibol-Andesit Izv. Băilor km 5—6	8	35—45%	5	1 (1)	1	4	2		1	
Porph. Biotit-Amphibol-Andesit v. Izv. Băilor	5	37—50%	5	1 (1)	1	2				
Porph. Biotit-Amphibol-Andesit Val. Cormaiei	8	38—54%	7	5 (4)	5 (1)	4				
Amphibol-Andesit der Măgura Mare	6	35—70%	4	3 (2)	2 (2)	1				1
Amphibol-Andesit Izv. Băilor km2	7	52—85%	4	3 (3)	3 (1)	1				1
Amph.-Andesit Pripor. Pietr. Albe	5	55—90%	5	4 (4)	5 (4)	1				
Amphibol-Andesit Muntele Corni	3	48—64%	3	3 (1)	3 (3)					
Amphibol-Pyroxen-Andesit, Weg Măgura-Rodna Veche	6	70—90%	4	2 (2)	2	1				
Amphibol-Pyroxen Andesit Fața Tăului	6	40—85%	4	3 (1)	3 (3)					

Institutul Geologic al României

abgegrenzt, es gibt dort auch keine Rekurrenzen. Der Übergang erfolgt stetig z. B. 55—72%, 60—70%, 55—85% An, von aussen nach innen.

Prozentuelles Verhältnis und Häufigkeit der Zwillingsgesetze

Gesteine	Dacite	Porph.-Biotit Amph.-And.	Amphibol Andesite	Amph-Pyr.-Andesite	Summe der verschiedenen Gesetze
Anorthitgehalt	35—65%	35—50%	35—90%	40—90%	
Zahl der gemessenen Stöcke	30	22	22	12	
Albit Gesetz . . .	24 = 79,7%	18 = 81,0%	16 =72%	8 = 66,4%	66
Karlsbader Gesetz .	10(7) = 33,3(23,1)%	7(6) = 31,5(27)%	13(10)=58,5(45,5)%	5(3) = 41,5(25)%	35(26)
Albit-Karlsb. Ges. .	11(3) = 36,3(10)%	7(1) = 31,5(4,5%)	13(10)=58,5(45,5)%	5(3) = 41,5(25)%	36(17)
Periklin-Aklin Ges. .	12 = 39,6%	11 = 50%	3 =13,5%	1 = 8,3%	27
Manebacher Gesetz .	1 = 3,3%	2 = 9%			3
Ala Gesetz	2 = 6,6%				2
Albit-Ala Gesetz . .		1 = 4,5%			1
Banater Verwachsung	1 = 3,3%		2 = 9%		3

Was das Verhältnis der Basizität zwischen den Plagioklas-Einsprenglingen und den Feldspatkörnchen und Leistchen der Grundmasse anbelangt, so

Institutul Geologic al României

kann dazu, soweit die Feldspäte der Grundmasse überhaupt bestimmt werden konnten, bemerkt werden, dass in den Amphibol-Pyroxen-Andesiten der Fața Tăului die Einsprenglinge 75%, die Feldspäte der Grundmasse circa 55—57% An aufweisen.

IV. DIE JUNGE TEKTONIK DES RODNAER GEBIRGES

In dem Abschnitt über die Tektonik des Kristallins des Rodnaer Gebirges wurde ausgeführt, dass die Tektonik des Kristallins, die Bildung der kristallinen Schiefer, die Überschiebung, die mit Faltung verbundene Diaphthorese paläozoischen Alters ist und mit ihren verschiedenen Phasen dem hercynischen Zyklus angehört. An der mesozoischen und tertiären Bedeckung der kristallinen Masse der Ostkarpathen lässt sich jedoch auch eine ziemlich intensive jüngere, mesozoische und tertiäre Tektonik erkennen. Diese Tektonik hat jedoch den Mineralbestand und die fazielle Ausbildung der kristallinen Schiefer nicht mehr verändert, sondern sie entsprach mehr einer oberflächlichen Falten- und Bruchtektonik. Über das Ausmass der in den Karpathen so weit verbreiteten mittelkretazischen Bewegung lässt sich im Rodnaer Gebirge, da hier alle altmesozoischen Sedimente fehlen, nichts bestimmtes aussagen. An dem Aussenrand der kristallinen Masse hat es jedoch den Anschein, als ob diese Tektonik von intensiver Faltung und randlicher Deckenbildung (Digitationen) der altmesozoischen Sedimente gebildet würde (Pazdro 103). Etwas verwickeltere Verhältnisse scheinen im kristallinen Massiv der Maramureș vorzuliegen, wo bei Kabola-Polyana auch jurassische Kalke mit Ammoniten in metamorpher Fazies vorliegen und den kristallinen Schiefern eingeklemmt erscheinen (Papp, 101).

Am Innenrand der kristallinen Ostkarpathen finden sich jungmesozoische Becken wie z. B. das Becken von Glodu und von Țibău. Wir haben schon oben gesehen, dass die Schichtfolge im Becken von Glodu vom Cenoman bis zum Untersenon reicht. Diese Becken weisen alle eine sehr starke Faltung, zusammen mit den kristallinen Schiefern auf. Das Eozän findet sich in ihnen z. T. gar nicht (Glodu), z. T. ist es deutlich transgressiv (Țibău). Daraus kann auf das Vorhandensein einer senon-postsenonen Faltungsphase, wahrscheinlich der laramischen Phase geschlossen werden. Diese Verhältnisse sind besonders gut an den Rändern des Beckens von Țibău zu beobachten, wo z. B. am Ciarcăn und Podul Ciarcănului lutetiene Nummulitenkalkriffe zur Hälfte auf kristallinen Schiefern, zur Hälfte jedoch auf der gefalteten Cenoman-Turon(?)-Serie liegen (Kräutner Th., 25).

Während auf dem Rücken des kristallinen Massivs Diskordanz zwischen Senon und Eozän herrscht, so ist es weiter im W, im Raum des Lăpușer

Institutul Geologic al României

Gebirges wohl möglich und wahrscheinlich, dass diese Diskordanz nicht mehr in Erscheinung tritt.

Wie wir bereits oben gesehen haben, ist das Eozän, welches direkt transgressiv auf dem kristallinen Massiv liegt, nicht mehr gefaltet, woraus wir den Schluss ziehen können, dass das kristalline Massiv in nacheozäner Zeit von keiner Faltung mehr ergriffen wurde, während die Tertiärbecken an der Innenseite des kristallinen Massivs gefaltet sind. Diese Faltung hat ein postaquitanes Alter. Diese junge Faltung wurde an den Rändern des kristallinen Massivs von Brüchen begleitet, sodass das Kristallin sich nun entlang dieser Randbrüche horstartig aus der tertiären Umgebung der Becken heraushebt. Wir haben in diesem Kapitel über die junge Tektonik vor allem diese Randbrüche zu beschreiben.

Am besten findet sich der Randbruch des kristallinen Massives im N des Rodnaer Gebirges ausgebildet. Bereits auf der Karte von ZAPALOWICZ (67) tritt dieser gerade, vertikale, E-W verlaufende Bruchrand sehr deutlich hervor. Dieser Bruchrand besitzt nicht nur eine lokale Bedeutung für das Rodnaer Gebirge, sondern lässt sich auch weiter nach W verfolgen. So treten bei Săcel an diesem Bruchrand senone Mergel unter dem Eozän hervor. Weiter im W erscheint die kristalline Schieferinsel der Preluca im N ebenfalls von einem Bruchrand gegen die Tertiärbecken abgeschnitten.

Im Becken von Borșa tritt der nördliche Randbruch des kristallinen Massives sehr schön in Erscheinung. Das kristalline Massiv von Rodna erscheint entlang dieses Bruches weit über die Tertiärbucht des Borșaer Beckens erhoben. Dabei erfolgte eine Schrägstellung des gesamten kristallinen Blockes, mit einer Neigung von N gegen S, die morphologisch sehr schön in Erscheinung tritt und welche die bereits in der Einleitung erwähnte Assymmetrie im Talnetz des Rodnaer Gebirges bedingt. Das Eozän des Borșaer Beckens, der sogenannte Birtiu-Sandstein, steht an diesem Bruchrand ganz steil, die Schichten erscheinen also nach aufwärts verschleppt. Gegen W lässt sich, wie bereits erwähnt, dieser Bruch auch noch weiter als das kristalline Massiv verfolgen. Im Valea Izioarei und im Valea Teilor erscheinen entlang dieses Bruches wieder kleine Vorkommen von kristallinen Schiefern unter dem Eozän. Gegen E hingegen verliert sich dieser Bruch allmählich, er geht zunächst in eine Flexur über und noch weiter im E, bereits im Gebiet des Valea Lălii und des Valea Bilei, liegt das Cenoman transgressiv auf dem Kristallin.

Der W-Rand des Rodnaer Gebirges weist die geringsten tektonischen Störungen auf. Hier ist die normale ungestörte Transgression des Eozäns auf das Kristallin meist sehr gut zu beobachten. Für den W-Rand des kristallinen Massives sind kurze, quer zu diesem Rand, also mehr oder weniger E-W verlaufende Querbrüche, die das Kristallin manchmal spornartig in das Tertiärgebiet vorragen lassen, charakteristisch. Diese kleinen Querbrüche setzen sich manchmal auch tief in das Innere des kristallinen

Institutul Geologic al României

Massives fort. Im Inneren des kristallinen Massives finden sich auch einige solcher junger Brüche, die aber naturgemäss nur dann zur Beobachtung gelangen können, wenn jüngere tertiäre Gesteine vorhanden sind, wie dies z. B. bei dem oben beschriebenen Eozänvorkommen der Oprișeasca der Fall ist.

Im südlichen Teil des W-Randes finden wir in der Umgebung des Vrf. Pașca wieder durch kleine NE-SW streichende Brüche hervorgerufene tektonische Komplikationen der eozänen Auflagerung. Entlang dieser Brüche ist auch der Dacitstock des Vrf. Pașca aufgedrungen.

Der S-Rand des Rodnaer Gebirges weist die grössten Komplikationen der jungtertiären Bruchtektonik auf. Bei Parva geht die normale Auflagerung des Tertiärs im Valea Morii mittelst einer Flexur in einen Bruchrand über, welcher sich mit fast genau E-W-Streichen bis in das Valea Cormaiei verfolgen lässt. Das Kristallin wird hier samt einem schmalen Streifen auflagernden Eozäns in der Fazies der Schelfzone und Nummulitenkalke von dem Randbruch vertikal abgeschnitten und stösst direkt an steilstehende graue blaue Schiefer, die dem Eozän oder dem Oligozän entsprechen. Dies kann vor allem im Talkopf des Valea Măguriței beobachtet werden. Im Valea Cormaiței wird diese Bruchlinie von einer zweiten, N-S streichenden Bruchlinie fast rechtwinklig geschnitten. Im Valea Miruneștilor tritt entlang dieser Linie das Kristallin wieder in direkten Kontakt mit blauen, steilgestellten Schiefern (Eozän oder Oligozän). An dem Kreuzungspunkt dieser beiden Brüche drang auch der grosse Dacitstock des Valea Cormaței-Dealu Orgei an die Oberfläche. Der N-S streichende Bruch lässt sich auch weiter in das Innere des kristallinen Massives verfolgen; er biegt dabei gegen NW ab. Auf der Tarnița Dușului ist diese Bruchlinie durch eine kleine Partie eozäner (?) Schiefer, begleitet von einem kleinen Dacitvorkommen, die zwischen das Kristallin eingeklemmt erscheinen, gekennzeichnet. Ausgehend vom Dacitstock des Dealu Orgei gegen E wird das Kristallin wieder durch einen senkrecht stehenden geradlinigen Bruch begrenzt, welcher über das Valea Cormaiei und die Măgura Porcului bis gegen das Valea Caselor zieht. Dieser Bruch kann als die Fortsetzung des bei Parva einsetzenden südlichen Randbruches betrachtet werden, erscheint aber in Verhältnis zu diesem um fast 2 km nach N versetzt. Diese Versetzung wurde durch den oben erwähnten N-S streichenden Bruch des Valea Cormaței verursacht. Der dadurch entstehende einspringende Winkel, der z. T. vom Dacitstock des Valea Cormaței-Dealu Orgei, z. T. von Tertiär erfüllt ist, tritt auch morphologisch sehr gut in Erscheinung und kann am besten von dem Weg, der vom Bad Sângeorz in das Valea Cormaței führt, gesehen werden.

Diese zweite, E-W streichende Bruchlinie ist an mehreren Stellen durch das Auftreten von Andesiten markiert, so in dem Valea Cormaiei und an der Măgura Porcului. Entlang dieser Bruchlinie stösst das Kristallin wie abgeschnitten an eine schwach gegen N fallende Serie von Sandsteinen mit Schie-

Institutul Geologic al României

ferzwischenlagen, welche sehr stark dem Aquitan (Oberoligozän) ähnlich sind, die aber auch eventuell dem Eozän entsprechen könnten.

Im Valea Caselor bildet das Kristallin aufs neue einen einspringenden Winkel, das heisst, es wird von einer NE-SW streichenden Verwerfung abgeschnitten. Die beiden Verwerfungen kreuzen sich gerade im Valea Caselor. Östlich davon, im Valea Anieșului ist wieder die normale Auflagerung des Eozäns, und zwar in der Fazies der Schelfzone (Quarzkonglomerate und Nummulitenkalke) gut aufgeschlossen. Diese normale Auflagerung hält jedoch nur sehr kurz an. Bei Rodna Veche fehlen die Quarzkonglomerate, doch sind Nummulitenkalke und Mergel der Schelfzone beim Zsigel gut aufgeschlossen.

Weiter im E, oberhalb von Rodna Veche, wird das Kristallin von Andesit scharf abgeschnitten, wahrscheinlich auch entlang eines jungen Bruchrandes. Weiter östlich folgt auf kurze Strecken wieder eine normale Auflagerung des Eozäns ähnlich wie bei Rodna Veche. Ungefähr von Șanț angefangen, wird das Kristallin nun wieder durch eine ganz geradlinig verlaufende Bruchlinie, die dem betreffenden Abschnitt des Valea Someșului Mare parallel läuft und streckenweise mit ihm zusammenfällt, abgeschnitten. Diese Linie lässt sich über Valea Mare, das Knie des Someșul Mare bis jenseits des Valea Măriilor verfolgen. Das Kristallin tritt hier wieder in steilen Kontakt mit Eozän. Diese Linie wird noch durch einige kleine Andesitdurchbrüche markiert.

Was das Alter der tertiären Falten- und Bruchtektonik anbelangt, so kann nur gesagt werden, dass die Faltung und die Bruchbildung nachaquitan erfolgt ist. Wir glauben, dass die randliche Bruchbildung zeitlich z. T. mit der Faltung im Beckeninneren zusammenfällt. Die Dacit- und vor allem die Andesiteruptionen können z. T. ohne weiteres mit diesen Brüchen in ursächlichen Zusammenhang gebracht werden, es würde sich also für diese Eruptionen auch ein nachaquitanes Alter ergeben.

V. MORPHOLOGIE

ALTE LANDOBERFLÄCHEN IM RODNAER GEBIRGE

Die ersten modernen morphologischen Studien über alte Landoberflächen im Rodnaer Gebirge stammen von Emm. de Martonne (33—34) und A. Nordon (38). Westlich des Rodnaer Gebirges, im Massiv von Preluca gelang es Nordon, eine voreozäne Peneplain aufzufinden, welche nachher transgressiv vom Eozän in der Faziesausbildung der Turbuczaer Schichten bedeckt wurde. Sehr ähnliche Verhältnisse finden wir auch im Rodnaer Gebirge, wo die Transgression des Eozäns ebenfalls auf einer sehr flachen Fläche

Institutul Geologic al României

vor sich geht. Deshalb haben auch NORDON und DE MARTONNE der präeozänen Oberfläche in Rodnaer Gebirge eine grosse Ausdehnung zugeschrieben.

Auf der Măgura Mare, im W des Rodnaer Gebirges liegt das Eozän in der Tat auf einer ebenen, flach nach W geneigten Abrasionsfläche und zwar ebenfalls in der Fazies der Turbuczaer Schichten, wie in der Preluca. NORDON (38) verlängert nun diese voreozäne Oberfläche gegen W bis in das Valea Izioarei, wo unter dem Eozän, das hier nicht in der Fazies der Turbuczaer Schichten, sondern als neritische Sandstein- und Schieferbildung vorliegt, Kristallin zum Vorschein kommt. Gegen E hingegen verlängert NORDON die voreozäne Oberfläche bis in die Karböden der Täler westlich des Pietrosu. Vom geologischen Standpunkt ist dagegen folgendes einzuwenden: Eine Verlängerung der Abrasionsfläche der Măgura Mare gegen W bis ins Valea Izioarei ist vom geologischen Standpunkt aus unzulässig.

Der Aufbruch des Kristallins im Valea Izioarei ist, wie die Karte zeigt, rein tektonisch und entspricht dem nördlichen Randbruch des kristallinen Massives von Rodna. Da dieser Aufbruch jedoch jungtertiären Alters ist, so kann er nicht als Anhaltspunkt für das Durchgehen einer präeozänen Landoberfläche angenommen werden. Weiterhin fehlt im Valea Izioarei auch die litoral-detritische Ausbildung des Eozäns. Wir glauben, dass zur Zeit des Eozäns zwischen Valea Izioarei und Măgura Mare ein Knick im morphologischen Profil bestand, der sich auch durch die verschiedenen Faziesausbildungen des Eozäns kundgibt. Ausser diesem Randbruch bietet uns auch die Eozänscholle der Oprișeasca ein sehr gutes Beispiel für mannigfaltige posteozäne Blockbewegungen des kristallinen Massivs entlang von Bruchlinien, die sich nicht nur auf den Rand des Kristallins beschränken, sondern auch im Inneren des Massives festgestellt werden können, sodass wir mit der Rekonstruktion der voreozänen Oberfläche dort, wo das Eozän heute fehlt, sehr vorsichtig sein müssen. Es ist im Rodnaer Gebirge ein jüngeres Relief vorhanden, welches auch das Eozän selbst einebnet und welches sehr leicht mit der voreozänen Oberfläche verwechselt werden kann. Dies zeigt sich gerade an der Măgura Mare sehr klar. Das Eozän der Măgura zeigt eine ziemlich weit vorgeschrittene Einebnung, die nicht unbedingt einer strukturalen Oberfläche entsprechen muss. Diese Einebnungsfläche kann nach E bis in die oberen Talböden der Täler, bis zum Pietros hin, verfolgt werden.

Kürzlich versuchte R. MAYER (35) eine morphologische Analyse des Rodnaer Gebirges, welche in ihren Schlussfolgerungen sich mehr den in den Ostalpen festgestellten Verhältnissen nähert. Nach MAYER wäre die älteste Oberfläche des Rodnaer Gebirges eine gereifte Hügellandschaft in circa 2000 m Höhe, welche den Hauptkamm und seine Umgebung bildet. Es lässt sich eine deutliche Neigung dieser Fläche gegen S feststellen, eine Folge der bereits erwähnten Schrägstellung des kristallinen Massives, welche durch den nördlichen Randbruch bedingt wurde. Das Alter dieser Oberfläche wird

Institutul Geologic al României

von MAYER mit Burdigal angegeben, so wie auch in den Ostalpen die ältesten Oberflächen altmiozänen Alters sind. Der Randbruch muss also, wenn diese Altersbestimmung richtig ist, nachburdigal sein. Ein zweites, im Rodnaer Gebirge weit verbreitetes Niveau wäre nach MAYER die Landoberfläche II, sarmatischen Alters, welche im Rodnaer Kristallin eine Höhenlage von circa 1600 m hat. Sie lässt sich in einigen Fällen auch in die Karböden hinein verfolgen. Ihr dürfte auch die Fläche an der Măgura Mare und die Flächen unter dem Pietrosu angehören.

Die pliozänen Landoberflächen sind meist nur im S des Rodnaer Gebirges, in der Gegend des Valea Someşului erkennbar, in 1000 und 900 m Höhe. Im eigentlichen Hochgebirge setzt um diese Zeit bereits eine mächtige Erosion ein, welche das heutige Talrelief zu schaffen beginnt; die letzten Anzeichen dieser Oberfläche im kristallinen Massiv sind Reste alter, flacher Talböden in circa 1000—1100 m Höhe, in die die heutigen Talböden eingetieft wurden.

In der letzten Zeit hat sich T. MORARIU mit der morphologischen Analyse des Rodnaer Gebirges beschäftigt, seine Beobachtungen liegen jedoch noch nicht veröffentlicht vor, sodass auf sie nicht weiter eingegangen werden kann.

NEUE BEOBACHTUNGEN ÜBER DEN GLAZIALEN FORMENSCHATZ DES RODNAER GEBIRGES

Die Glazialmorphologie des Rodnaer Gebirges ist verhältnismässig gut bekannt. Ausser den älteren Beobachtungen von LEHMANN (31) und SZILÁDY (62) verdient vor allem das ausführliche Studium von L. SAWICKI (57) Beachtung, welches die Glazialmorphologie des Rodnaer Gebirges auf das Erschöpfendste behandelt. Einige neuere Beobachtungen konnte TH. KRÄUTNER (26) gelegentlich eines Sammelreferates über die Vergletscherung der Süd- und Ostkarpathen geben. Infolgedessen kann ich mich im Rahmen dieser Arbeit auf die Mitteilung einiger weniger neuer Beobachtungsdaten beschränken.

a) Das Kar im N des Vrf. Ţapului (Valea Rebrei).

Im Talgebiet des Valea Rebrei findet sich im Norden des Vrf. Ţapului ein nach N bis NW exponiertes Kar, welches durch den Izvorul Creţii zur Rebra hin entwässert wird. Das Kar ist sehr einfach gebaut. Es findet sich ein einziger, halbkreisförmiger flacher Talboden in circa 1600 m Höhe, der sich flach nach N neigt. Um ihn herum steigen die Karwände regelmässig, ohne weitere Nebenkare oder auch nur flache Kerben zu bilden, bis zu dem 2000 m hohen Hauptkamm des Vrf. Ţapului an. Gegen N schliesst das Kar mit einer 15—20 m hohen Steilstufe, über welche, gerade oberhalb des hier vorüberführenden Hirtensteiges, der Izvorul Creţii einen Wasserfall bildet.

Institutul Geologic al României

Unterhalb dieses Wasserfalles hat der Izvorul Creții eine typisch V-förmige Talform. Es sind keine weiteren Anzeichen einer Gletscherzunge zu sehen. Es hat sich hier also aller Wahrscheinlichkeit nach um ein kleines Firnfeld gehandelt, welches nur bis zu der Talstufe reichte und keine Gletscherzunge hatte. In dieser Beziehung ist dieses Tal den auf der Ostseite des Vrf. Țapului bekannten kleinen Karen ähnlich.

Das Kar des Vrf. Țapului ist das einzige, welches zum Talgebiet des Valea Rebrei hin entwässert. Die nach S exponierten Talköpfe der Quelltäler des Valea Rebrei zeigen keine typischen glazialen Karformen. Nur an der S-Seite des Vrf. Buhuiescu-Vrf. Cormaiei lässt sich eine kleine Eintiefung, die einer Schneewanne ähnlich sieht, feststellen.

b) Valea Buhuiescu (Valea Repede).

Wir hatten Gelegenheit, die von SAWICKI (57) beschriebenen und gemessenen schön ausgebildeten Karböden und Talstufen des zum Talgebiet des Valea Repede gehörigen Nebentales, des Valea Buhuiescu, an der Ostseite des Pietrosul Mare, nachzumessen, wobei sich gegenüber den Messungen von SAWICKI beachtenswerte Höhenunterschiede ergaben.

	SAWICKI	KRÄUTNER
Oberster, kleiner geneigter Boden . .	—	2017 m
Flach geneigter Boden	—	1970 m
Oberster Karboden	1970 m	1920 m
Oberer See	1955 m	1910 m
Unterer See	1850 m	1830 m
Unteres Trogtal	1730 m	—

Manuskript eingegangen: 23. Febr. 1937.

Institutul Geologic al României

SCHRIFTENVERZEICHNIS

A.

DIE AUF DAS RODNAER GEBIRGE SICH BEZIEHENDE LITERATUR

1. ATHANASIU, G. Radioactivité de quelques sources minérales thermales et d'eau douce de Transylvanie, de Crişana et de Banat. *Anuarul Inst. Geol. al Rom.* Vol. XII, 1927.
2. BEUST, FR. v. Bemerkungen über das Erzvorkommen von Rodna in Siebenbürgen. *Verh. d. geol. R. A.* Wien 1869.
3. BÖCKH, J. v. Daten zur Kenntnis der geologischen Verhältnisse im oberen Abschnitt des Izatales mit besonderer Berücksichtigung der dortigen Petroleum führenden Ablagerungen. *Mitt. aus d. Jahrb. d. ung. geol. Anst.* B. XI, 1897.
4. BRANISKI, A. I. Caolinurile românești. *Soc. Rom. de Ştiinţe, Bul. de Chimie pură şi aplicată.* Anul XXIX, (1926), Nr. 4—6, p. 15—77.
5. COTTA, F. v. Über Erzlagerstätten Ungarns und Siebenbürgens, Gangstudien IV. Freiberg 1862.
6. DITTMANN. Das Erzvorkommen von Órodna und dessen Abbau. *Manuskript d. Clausthaler Bergakademie,* 1905.
7. DOELTER, C. Zur Kenntnis der quarzführenden Andesite in Siebenbürgen. *Tschermak's Min. Petr. Mitt.* 1873, p. 51.
8. DOELTER, C. Über das Vorkommen von Propylit und Andesit in Siebenbürgen. *Tschermak's Min. Petr. Mitt.* 1879, p. 1.
9. FABINYI, R. Kaolin aus dem Komitate Besztercze-Naszod. *Földt. közl.* XXI, p. 347.
10. FOLBERTH, L. Die Rodnaer Sauerbrunnen. *Verh. und Mitt. d. naturw. Ver. zu Hermannstadt.* X, 1859, Sibiu.
11. GHIŢULESCU, T. P. Comunicare asupra zăcămintelor de minereuri dela Rodna veche. *Dări de seamă, Inst. geol. al Rom.* XVIII, 1929/30.
12. GRIMM, J. Grundzüge der Geognosie oder Gebirgskunde. Prag 1852.
13. — Die Lagerstätten der nutzbaren Mineralien. Prag 1869.
14. — Zur Kenntnis des Erzvorkommens bei Rodna in Siebenbürgen und über den Einfluss der Eruptivmassen auf dasselbe. *Berg- und Hüttenm. Jahrb. für die k. k. Bergakademie.* Prag 1870.
15. GUZMANN, A. Az oradnai m. k. kohomü. *A nagybányai m. k. bányaigazgatosági kerület monografiája.* Nagybánya 1896.
16. HANKO, W. Beschreibung der siebenbürgischen Heilbäder. Cluj, 1891, Ref. *Földt. közl.* XXIII, 1893.
17. — Die Bäder und Mineralwässer der Siebenbürgischen Landesteile. *Erdély kárp. egy.* Cluj 1900.
18. HAUER, F. & STACHE, G. Geologie Siebenbürgens. Wien 1863.
19. HAUER, K. Untersuchungen über die Feldspäte in den siebenbürgischen Eruptivgesteinen. *Verh. d. geol. R. A.* Wien 1867.

Institutul Geologic al României

20. KOCH, A. Mineralogisch-petrographische Notitzen aus Siebenbürgen. *Tschermak's Min. Petr. Mitt.* 1877.

21. — Neue petrographische Untersuchungen der trachytischen Gesteine der Gegend von Rodna. *Földt. közl.* X. 1880.

22. — Die Tertiärbildungen des Beckens der siebenbürgischen Landesteile Ungarns. I, II, Budapest 1894, 1896.

23. KRÄUTNER, TH. Câteva date asupra geologiei Munţilor Rodnei şi Bârgăului cu o privire critică asupra literaturii geologice a acestei regiuni. *Dări de seamă. Inst. geol. al Rom.* XII 1923/24.

24. — Studii geologice în Munţii Rodnei. *Dări de seamă. Inst. geol. al Rom.* XIII, 1924/25.

25. — Geologia regiunii cursului superior al Bistriţei Aurii, Văii Ţibăului şi Cârlibabei. *Dări de seamă. Inst. geol. al Rom.* XV, 1926/27.

26. — Die Spuren der Eiszeit in den Ost- und Südkarpathen. *Verh. und Mitt. des Sieb. Ver. f. Naturw. zu Hermannst.* B. 79, 1929/30, Sibiu.

27. — Die geologischen Verhältnisse der Mineralwasserquellen des Rodnaer Gebirges. *Zeitschr. der rum. geol. Ges.* II, 1934.

28. — Über ein Senonvorkommen bei Săcel in der Marmarosch. *Verh. und Mitt. d. Sieb. Ver. f. Naturw. zu Hermannst.* B. 83/84, 1933/34, Sibiu.

29. LAŢIU, V. Birefringenţa feldspaţilor plagioclaşi din seria Andesinei şi studiul microscopic al rocelor cu Andesin din Munţii Rodnei. *Rev. muz. geol. min. al univ. din Cluj.* I, 2. Heft, 1926.

30. — Birefringenţa feldspaţilor plagioclaşi din seria Andesinei şi studiul microscopic al rocelor cu Andesin din Transilvania. *Rev. muz. geol. min. al univ. din Cluj*, II, 2. Heft 1928.

31. LEHMANN, F. W. P. Der ehemalige Gletscher des Lalatales im Rodnaer Gebirge. *Petermanns geographische Mitteilungen*, 1891.

32. MARTONFI, L. Uj adatok Rodna ásványainak jegyzékéhez. *Orv. és term. tud. Ért.* II.

33. de MARTONNE, E. Résultats scientifiques des excursions géographiques de l'Institut de géographie de l'Université de Cluj en 1921. *Lucr. Inst. de geogr. al Univ. Cluj*, I, 1922.

34. — Essay de synthèse morphologique des Carpathes, *Acad. des sciences*, *C. R.* 194, No. 14, 1932, p. 1177.

35. MAYER, R. Bericht über morphologische Studien in den Ostkarpathen. *Anuarul Inst. geol. al Rom.* XVII, 1936.

36. MEGYESI, B. Über die bläulich graue Mineralkruste von Rodna. *Orv. és term. tud. Ért.* 1884.

37. MERUŢIU, V. Munţii Rodnei. Studiul geografic întocmit pe baze geologice. *Bul. Soc. reg. rom. de geogr.* II, 1906.

38. NORDON, A. Résultats sommaires et provisoires d'une étude morphologique des Carpates orientales roumaines. *C. R. Congres internat. de Géographie, Paris* 1931, II, p. 547, Paris 1933.

39. PARTSCH, P. v. Reiseskizzen aus Siebenbürgen, 1826. *Reisetagebuch* (*Abschrift in der Bibliothek des Bruckenthalmuseums, Hermannstadt, Sibiu, Handschriftensammlung* A. S. No. 147).

40. PETRIK, L. A magyarországi riolit-kaolinok. *Magyar üveg és agyag ujság*, An. X, 5, 1910.

41. POPESCU-VOITEŞTI, I. Incălecările din regiunea Văii Vinului-Ineul (Rodna Veche). *Dări de seamă, Inst. geol. al Rom.* XVIII, 1929/30.

Institutul Geologic al României

42. POPESCU-VOITEŞTI, I. Vârsta dacitelor şi amfibol-andesitelor din regiunea Rodnei şi în general din Nordul Basinului Transilvan. *Dări de seamă, Inst. geol. al. Rom.* XVIII, 1929/30.
43. POŞEPNY, F. Allgemeines Bild der Erzführung im Siebenbürgischen Bergbaudistrikt. *Jahrb. d. geol. R. A.* XVIII, Wien 1868.
44. — Über die Erzführung der Rodnaer Alpen in Siebenbürgen. *Verh. d. geol. R. A.* XV, Wien 1864.
45. — Über das geologische Alter der Rodnaer Erzlagerstätten. *Verh. d. geol. R. A.* XV, Wien 1864.
46. — Die Eruptivgesteine der Umgebung von Rodna. *Verh. d. geol. R. A.* XV, Wien 1864.
47. — Die Natur der Erzlagerstätten von Rodna in Siebenbürgen. *Verh. geol. d. R. A.* Wien 1870.
48. — Über Genesis der Erzlagerstätten. *Berg- und Hüttenm. Jahrb. d. k. k. Bergakademie*, XLIII, Wien 1895.
49. PRIMICS, G. A radnai havasok geologiai viszonyai különös tekintettel a kristályos palákra. *Math. és term. közlemények.* XXI, 1885.
50. — Die geologischen Verhältnisse der Rodnaer Alpen mit besonderer Berücksichtigung der kristallinen Schiefer. Referat in *Földt. közl.* XVII, 1887.
51. RATH, G. v. Bericht über eine 1878 unternommene Reise usw. *Verh. d. naturhist. Ver. d. Preuss. Rheinlande und Westfalens*, B. 36, 1879.
52. REINHARD, M. & ATANASIU I. Geologische Beobachtungen über die kristallinen Schiefer der Ostkarpathen. *Anuarul Inst. geol. al. Rom.* XII, 1927.
53. RICHTHOFEN, F. v. Studien aus dem ungarisch-siebenbürgischen Trachytgebirge. *Jahrb. d. geol. R. A.* Wien 1860.
54. — Über den Bau der Rodnaer Alpen. *Verh. d. geol. R. A.* Wien 1860.
55. ROZLOZSNIK, P. Die geologischen Verhältnisse des Bergrevieres von Alt-Rodna. *Jahresber. d. ung. geol. Anst. f. 1907.*
56. SALZER, M. Reisebilder aus Siebenbürgen. Hermannstadt-Sibiu 1860.
57. SAWICKI, L. Die glazialen Züge der Rodnaer Alpen und der nördlich davon befindlichen Gebiete. *Mitt. d. geograph. Ges.* Wien 1911.
58. SÜSSNER, F. Die Erzlagerstätten bei Alt-Rodna in Siebenbürgen. *Österr. Zeitschr. f. Berg- und Hüttenkunde*, XXIV, 1876.
59. — A volt naszodi terület földtani viszonyainak átnézete. *Erdélyi muzeum*, IV, 1877.
60. SZELLEMI, G. v. A radnai havasok érctelepei. *Bányászati és kohászati lapok*, XXXIV, 1901.
61. SZENTPÉTERY, S. Erdély eruptiv kőzetei. *Földtani szemle*, Budapest 1923, 1/3.
62. SZILÁDY, Z. A nagy Pietrosz cirkuszvölgyei. *Földrajzi közlem.* XXXV, 1907.
63. TAMNAU, F. Über die geognostischen Verhältnisse der Gegend von Rodna in Siebenbürgen. *Neues Jahrb. f. Min. Geol. Pal.* 1836.
64. VUTSKITS, G. A nummulitekről általabán különös tekintettel Erdély nummulitjaira. Cluj-Kolozsvár, 1883.
65. WEBER, A. Beiträge zur Kenntnis der Erzlagerstätten von Ó-Radna in den Nordostkarpathen. *Metall und Erz, Zeitschr. f. Metallhüttenwesen u. Erzbergbau*, XII/3. Halle 1915,
66. WEISS, T. Der Bergbau in den Siebenbürgischen Landesteilen. *Mitt. aus d. Jahrb. d. ung. geol. Anst.* IX, Heft 6, 1891.
67. ZAPALOWICZ, H. Eine geologische Skizze der Pokutisch-Marmaroscher Grenzkarpathen. *Jahrb. d. geol. R. A.* Wien, 1886.

Institutul Geologic al României

B)

WEITERE ALLGEMEINE BENÜTZTE LITERATUR

68. ALTH, A. Geologische Untersuchungen in der Bukowina. *Jahrb. d. geol. R. A.* Wien II, 1851.

69. ANDRUSOV D. Sur la relation des Carpathes orientales avec des Carpathes occidentales. *Vestnik Stalnihe geologickeho ustavu ceskoslovenske Rèpubliky, IX*, 1 33.

70. ATANASIU, I. La masse cristalline et les dépôts mésozoiques des Monts Hăghimaş dans la partie orientale de la Transylvanie. *Guide des excursions. Ass. p. l'avanc. de la géol. des Carp.* Bucureşti 1927.

71. — Récherches géologiques dans les environs de Tulgheş, district Neamţu. *Anuarul Inst. geol. al Rom.* Vol. XIII, 1928.

72. ATHANASIU, S. Studii geologice în districtul Suceava, I. Depozitele cretacice superioare dela Glodu. *Bul. Soc. de Ştiinţe*, VII, 1898, Bucureşti.

73. — Über die Kreideablagerungen bei Glodu in den nordmoldauischen Karpathen. *Verh. d. geol. R. A.* Wien 1898.

74. — Studii geologice în districtul Suceava II. Călimanii şi Basinul Negrei. *Bul. Soc. de ştiinţe*, VII, 1898, Bucureşti.

75. — Geologische Studien in den nordmoldauischen Karpathen. *Jahrb. d. geol. R. A.* Wien 1899.

76. BEDERKE, E. Verbreitung und Gliederung des Devons in den Ostsudeten. *Zentralbl. f. Min. Geol. Pal. Abt. B.* 1935, Heft 2.

77. DALY, R. A. Igneous rocks and their origin. New-York 1914.

78. DEMAY, A. Contribution à la synthèse de la chaine hercynienne d'Europe. *Revue de géographie physique*, Vol. VII, fasc. 3, 1934.

79. GHERMAN, I. Constituţia geologică a Muntelui Heniu din Munţii Bârgăului, Bistriţa 1933.

80. GHERASI, N. Etude pétrographique et géologique dans les Monts Godeanu et Ţarcu. *Anuarul Inst. geol. al Rom.* Vol. XVIII.

81. GHIKA-BUDEŞTI, ST. Etudes géologiques et pétrographiques dans les Munţii Lotrului. *Anuarul Inst. geol. al Rom.* Vol. XVI, 1931.

82. HOFFMANN, K. Geologische Notizen über die kristalline Schieferinsel von Preluca und über das nördlich und südlich anschliessende Tertiärland. *Jahresber. d. ung. geol. Anst. f. 1885.*

83. HORWITZ, L. Essai de raccordement des unités tectoniques des Karpates orientales avec celles des Karpates occidentales. *Bull. du serv. géol. de Pologne*, VIII, 3, 1935.

84. KOBER, L. Das alpine Europa, Borntraeger, Berlin 1929.

85. — Die Orogentheorie, Borntraeger, Berlin 1933.

86. KÖLBL, L. Die alpine Tektonik des Altvatergebirges. *Mitt. d. geol. Ges. in Wien*, XXII, 1929.

87. KRÄUTNER, TH. Observaţiuni geologice în Munţii Bistriţei şi Bârgăului. *Dări de seamă, Inst. geol. al Rom.* Vol. XIV, 1925/26.

88. — Geologische Untersuchungen in der mesozoischen Randmulde der Bukowina mit besonderer Berücksichtigung des Raräugebietes. *Anuarul Inst. geol. al Rom.* Vol. XIV, 1931.

89. — Révision des schistes cristallins du massif de Preluca. *Comptes rendus, Inst. geol. Roum.* Vol. XXI.

90. — Recherches géologiques et pétrographiques dans les massifs cristallins du NW de la Transilvanie. *Comptes rendus. Inst. geol. Roum.* Vol. XXII. [1])

[1]) Im Druck.

Institutul Geologic al României

91. KRÄUTNER, TH. Observations géologiques et pétrographiques dans le massif cristallin des Monts Bâc etc. *Comptes rendus, Inst. géol. Roum.* Vol. XXIII. *).
92. — Observations géologiques et pétrographiques dans le massif cristallin du Maramureş. *Comptes rendus, Inst. géol. Roum.* Vol. XXIII. *).
93. — Über das Vorkommen von Mergeln mit Rosalina linnéi d'ORB. bei Glodu, in der Moldau *Bul. Soc. Rom. Geol. III.* 1937.
94. NICHITA, O. Etude pétrographique et chimique de la région des Vallées Neagra et Haita du massif des Monts Călimani. *Annales scient. de l'univ. Jassy*, XXI, 1934.
95. MIHĂILESCU, V. Marile regiuni morfologice ale României, *Bul. Soc. Reg. Rom. de Geografie*, Vol. 50, 1931.
96. MÜGGE, O. Über die Lenneporphyre. *C. R. Congr. internat. de Géologie*, Zürich, 1894.
97. MRAZEC, L. Sur les schistes cristallins des Carpathes méridionales. *Comptes rendus. IX. Congr. géol. internat.* Wien 1903.
98. MURGOCI, G. M. The geological synthesis of the South-Carpathians. *Comptes rendus, XI, Congr. géol. internat. Stockholm*, 1912.
99. PAECKELMANN, W. Probleme des Varistikums der Dobrudscha. *Zeitschr. d. deutschen Geol. Ges.* 87, 1935, Heft 8.
100. PALIUC, G. Etude géologique et pétrographique du Massif du Parâng et des Munţii Cimpii. *Anuarul Inst. geol. al Rom.* Vol. XVIII.
101. PAPP, K. Die Eisenerz- und Kohlenvorräte des Ungarischen Reiches. I. Die Eisenerze. Budapest 1919.
102. PAUL, C. M. Grundzüge der Geologie der Bukowina. *Jahrb. d. geol. R. A.* Wien, 1876, XXVI.
103. PAZDRO, Z. Les montagnes de Czywczyn II. Géologie. *Ann. Soc. geol. Pol.* X. 1934.
104. POPESCU-VOITEŞTI, I. Apercu synthètique sur la structure des régions carpathiques. *Rev. Muz. geol. min. al univ. Cluj.* III, No. 1, 1929.
105. REINHARD, M. Die kristallinen Schiefer des Făgăraşer Gebirges in den rumänischen Karpathen. *Anuarul Inst. geol. al Rom.* Vol. III, 1909.
106. — Universaldrehtischmethoden, Wepf. Basel 1931.
107. ROZLOZSNIK, P. Die geologischen Verhältnisse der Gebirgsgegend zwischen den Gemeinden Ujradna, Nagyilva und Kosna. *Jahresber. d. ung. geol. Anst. f. 1908.*
108. ROZLOZSNIK, P. Über die Verbreitung des Erzlagerstättentypus Macskamezö in Siebenbürgen. *Földt. közl.* XLIX, 1919, Budapest.
109. SAVUL, M. Les schistes cristallins et les gisements de manganèse de la région Şarul Dornei. *Anuarul Inst. Geol. al Rom.* Vol. XII, 1927.
110. — Les schistes cristallins dans les Monts Bistriţei, entre Dorna et Borca. *Comptes rendus. Inst. géol. Roum.* Vol. XXIII [1]) und Le cristallin de Bistriţa. *Annales scient. univ. Iassy* XXIV.
111. STEJSKAL, I. La zone de porphyroides dévoniens de Vrbno aux abords est de Vysoky Jesenik en Silésie. *Spisy vydavane prirodoved fac. Masaryk, univ. Brno* 97, 1928.
112. — Geologische Forschungen im Hohen und Niederen Gesenke. *Geologische Rundschau*, XX, 1929.
113. STRECKEISEN, A. Über das Nephelinsyenitmassiv von Ditro. *Neues Jahrb. f. Min. Geol. Pal.* 64. Beilageband, Festband R. Brauns.

[1]) Im Druck.

Institutul Geologic al României

114. SUESS, F. E. Intrusions- und Wandertektonik im variszischen Grundgebirge. Borntraeger, Berlin 1926.

115. — Periplutonische und enorogene Regionalmetamorphose. *Akad. d. Wiss.* Wien, *Akademischer Anzeiger* Nr. 23. *Sitzber. d. Math. nat. Kl.* 19, XI, 1936.

116. SZADECZKY, J. v. Munţii vulcanici Hărghita-Călimani. *Dări de seamă, Inst. geol. al Rom.* Vol. XVI, 1927/28.

117. SZAJNOCHA, L. Über eine cenomane Fauna aus den Karpathen der Bukowina. *Verh. d. geol. R. A.* f. 1890, Wien.

118. TOKARSKI, J. Les montagnes de Czywczyn I. Pétrographie. *Ann. Soc. géol. Pol.* X, 1934.

119. TRAUTH, F. Ein Beitrag zur Kenntnis des ostkarpathischen Grundgebirges. *Mitt. d. geol. Ges. Wien*, Bd. III, 1910.

120. UHLIG, V. Über die Beziehungen der südlichen Klippenzone zu den Ostkarpathen. *Sitzber. Ak. d. Wiss. Wien*, Bd. CVI, Abt. I, 1897.

121. — Bau und Bild der Karpathen. Wien, 1903.

122. — Über die Klippen der Karpathen. *Comptes rendus, IX. Congr. geol. internat.* Wien, 1903.

123. WALTHER, B. Die Erzlagerstätten der südlichen Bukowina. *Jahrb. d. geol. R. A.* Wien 1876.

124. WOLDRICH, I. & STEJSKAL, J. Compte rendu bref et préliminaire concernant les levées sur la feuille géol. Krnov en 1925. *Vestnik Stat. geol. ust. Ceskoslovenske republiky*, 1926.

125. WOLDRICH, I. Aufnahmsbericht vom Gesenke. *Vestnik. Stath. geol. ustavu, Ceskoslovenske Republiky*, 1929, I.

Institutul Geologic al României

TAFEL I

Institutul Geologic al României

TAFEL I

Fig. 1. — Der nördliche Randbruch des kristallinen Massivs von Rodna. Im Vorder- und Mittelgrund das Becken von Borşa, Tertiär mit grossen Schuttkegeln bedeckt, im Hintergrund das Massiv des Pietrosu (Kristallin) mit steilem Randbruch gegen das Becken von Borşa absetzend (Niveaudifferenz Pietrosu-Borşa 1700 m auf 6,5 km horizontalen Abstand). Rechts Măgura Mare, mit präeozäner, schwach nach rechts geneigter Abrasionsfläche, darauf Transgression des Eozäns in litoral-detritischer Fazies.

Fig. 2. — Liegende Falten von kristallinem Kalk und epizonalen kristallinen Schiefern im zentralen Teil des Massivs von Rodna. Vrf. Repede, Negreasa, Mihăiasa, gesehen vom Saumweg am Osthang des Vrf. Mireaja und Vrf. Laptelui, Kote 1930.

Institutul Geologic al României

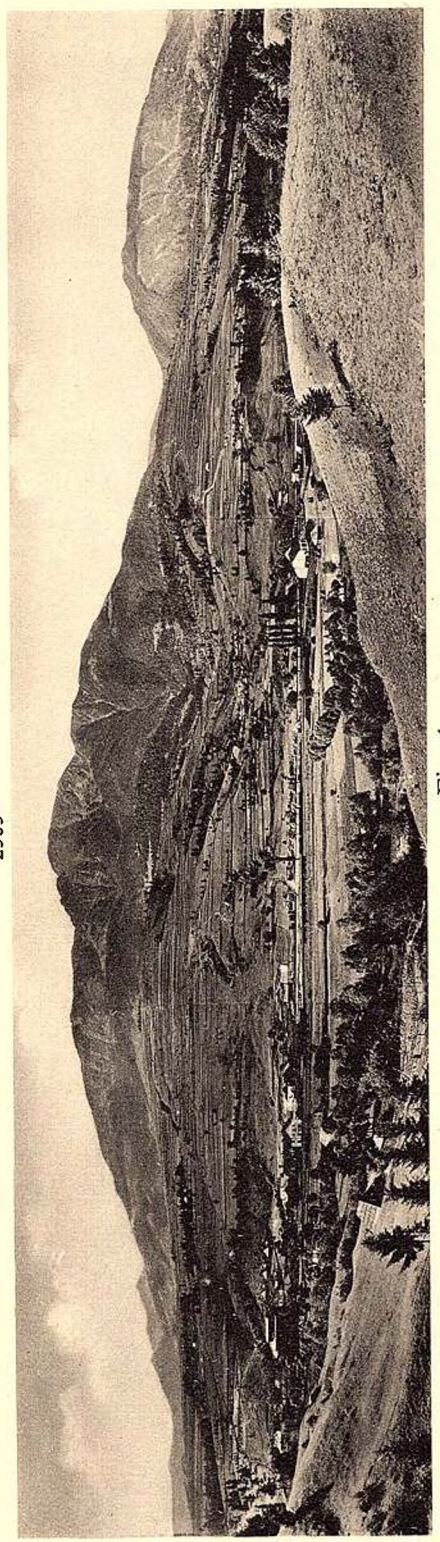


Fig. 1

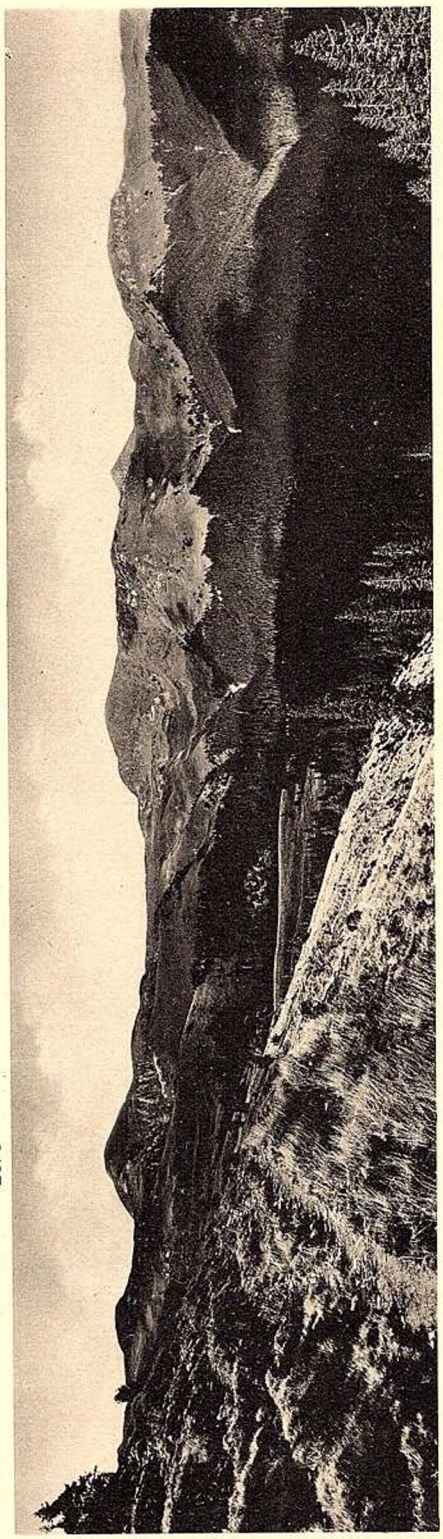


Fig. 2

Repr. Krafft & Drotleff s. a., Sibiu

Institutul Geologic al României

TAFEL II

Institutul Geologic al României

TAFEL II

Fig. 1. — Vrf. Repede, 2075 m. Oben eine kleine liegende Falte von kristallinem Kalk, darunter zieht ein mächtigerer Zug kristallinen Kalkes in fast horizontaler Lagerung durch. Gesehen von der Mihăiasa.

Fig. 2. — Piatra Rea. Mächtige Lager von kristallinen Kalken, eine nach Norden überkippte liegende Falte bildend. Gesehen vom Muntele Cimpoiasa.

Institutul Geologic al României



Fig. 1

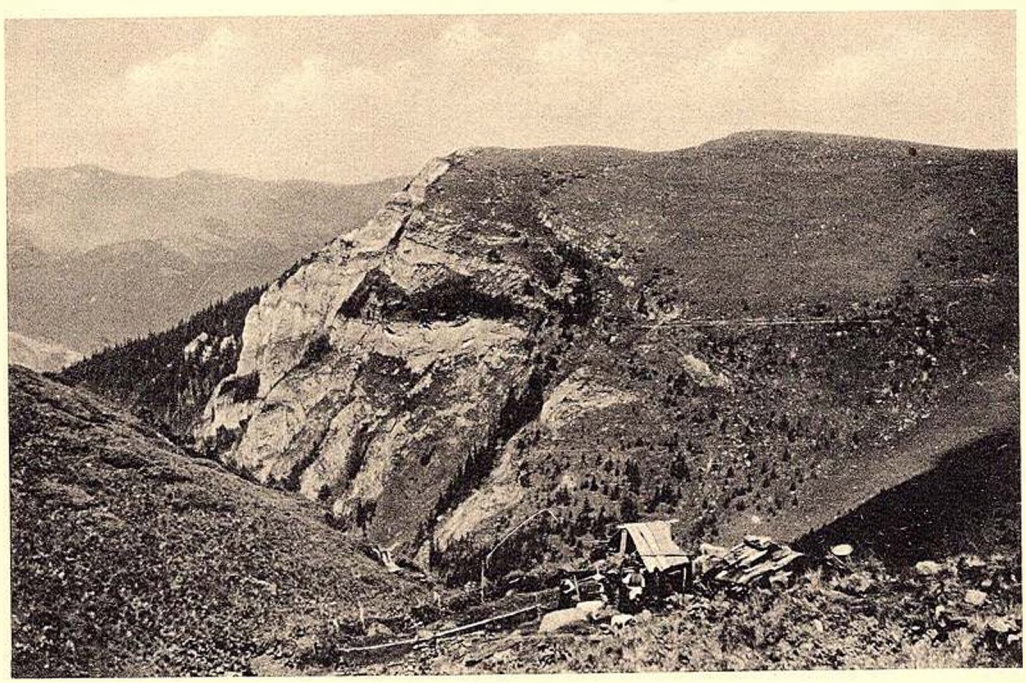


Fig. 2

Repr. Krafft & Drotleff s. a., Sibiu

Institutul Geologic al României

TAFEL III

Institutul Geologic al României

TAFEL III

Fig. 1. — Westhang des Vrf. Mireaja, gegen Val. Cormaiei. Kristalline Kalke.

Fig. 2. — Valea Anicşului. Anieş-Gneis (Injizierter Augengneis).

Fig. 3. — Vrf. Oprişeasca (Vrf. Paltinului) 1782 m. Überschiebung der mesozonalen Gruppe auf die epizonale Gruppe des Kristallins. Links mesozonales Kristallin mit kleineren Linsen von kristallinem Kalk, welches den grossen epizonalen Kalkzug der Oprişeasca (Hauptgipfel) überschiebt. Unter dem grossen Kalkzug (Kamm und rechter Nebengipfel) epizonale Chloritschiefer. Gesehen vom Vrf. Bulgărului.

Institutul Geologic al României



Fig. 1



Fig. 2



Fig. 3

Repr. Krafft & Drotleff s. a., Sibiu

Institutul Geologic al României

TAFEL IV

Institutul Geologic al României

TAFEL IV

Fig. 1. — Vrf. Corongișului Mare, Nord- und Ostseite. Liegende Falten von kristallinen Kalken.

Fig. 2. — Vrf. Laptelui, 1931 m. Kristalline Kalke in horizontaler Lagerung.

Fig. 3. — Parva, Valea Vinului, über der Carpatia-Quelle. Transgression des Eozäns über das Kristallin. Unten mesozonales Kristallin, steil einfallend, darüber, gerade am Weg beginnend, eozäne Quarzkonglomerate (litoral-detritische Fazies) in flacher Transgression über das Kristallin.

Fig. 4. — Sângeorz-Băi, Valea Someșului. Dacit (Steinbruch der C.F.R. am Ufer des Someșul Mare). Gesehen vom Hügel über dem Tunnel.

Phot. TH. KRÄUTNER

Institutul Geologic al României



Fig. 2



Fig. 4



Fig. 1

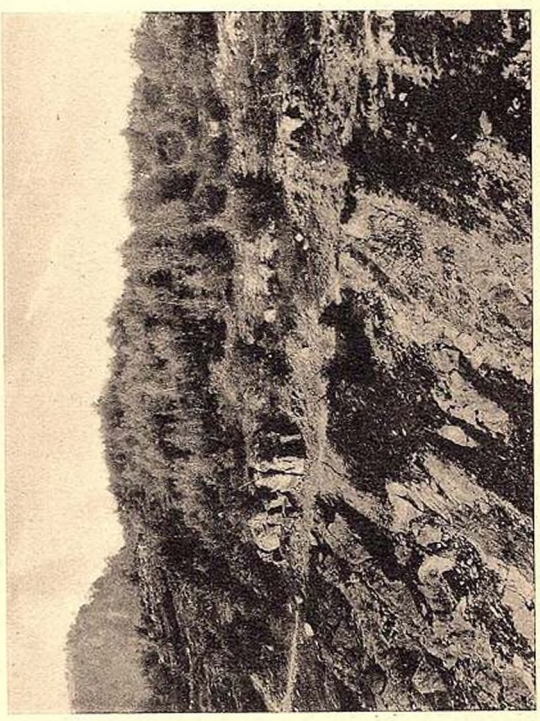


Fig. 3

Repr. Krafft & Drotleff s. a., Sibiu

Institutul Geologic al României

TAFEL V

Institutul Geologic al României

TAFEL V

Fig. 1. — Hornblendegarbenschiefer, Kamm des Ineu (Kuhorn) zwischen Schutzhütte des SKV. und dem Gipfel. (Mesozonale, überschobene Serie). Vergr. 12,2 ×, // Nikols.

Fig. 2. — Granatamphibolit, Kamm des Ineu (Kuhorn) zwischen Schutzhütte des SKV und dem Gipfel. (Mesozonale, überschobene Serie). Vergr. 12,2 ×, // Nikols.

Fig. 3. — Staurolith-Granatglimmerschiefer, La Fântânelele, oberhalb des Bahnhofes von Rodna Veche. (Mesozonale, überschobene Serie). Vergr. 12,2 ×, // Nikols.

Fig. 4. — Pegmatit. Oben links Plagioklas mit Zwillingsstreifung. La Curu Ascuns, Valea Rebrei. (Überschobene, mesozonale Serie). Vergr. 11 ×, + Nikols.

Institutul Geologic al României



Fig. 1



Fig. 2



Fig. 3



Fig. 4

Repr. Krafft & Drotleff s. a., Sibiu

Institutul Geologic al României

TAFEL VI

Institutul Geologic al României

TAFEL VI

Fig. 1. — Anieşgneis (Injizierter Augengneis), Valea Anieşului. Vergr. 14 ×, + Nikols.

Fig. 2. — Rebragneis (Injizierter Augengneis), Valea Lespezilor, Val. Rebrei. Vergr. 10,5 ×, + Nikols.

Fig. 3. — Orthoamphibolit (Epidiorit), Prăpastia Dracului (Teufelsschlucht), Izvorul Băilor. Vergr. 12,2 ×, // Nikols.

Fig. 4. — Epidot-Chloritschiefer eruptiven Ursprunges, Fața Mesei (Epizonale Serie). Vergr. 12,2 ×, // Nikols.

Institutul Geologic al României



Fig. 1

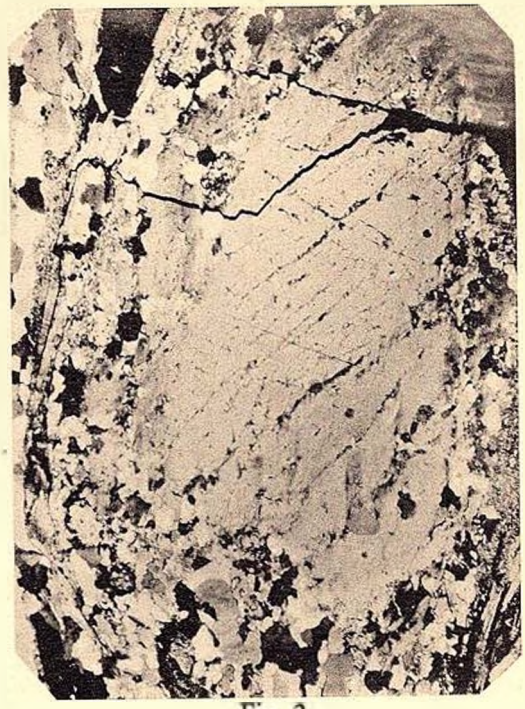


Fig. 2



Fig. 3



Fig. 4

Repr. Krafft & Drotleff s. a., Sibiu

Institutul Geologic al României

TAFEL VII

Institutul Geologic al României

TAFEL VII

Fig. 1. — Gimmerschiefer mit langgestreckten Granaten (Rechter Rand, schwarz) Vrf. Bulgărului (Zwischen epizonaler und überschobener mesozonaler Serie). Vergr. 11 ×, + Nikols.

Fig. 2. — Porphyrogenes Gestein. Sattel zwischen Kote 1752 und 2004 — Petrosu. (Epizonale Serie). Vergr. 14 ×, + Nikols.

Fig. 3. — Amphibolschiefer, Piciorul Calului-Anieşul Mic. (Epizonale Serie). Vergr. 15,5 ×, // Nikols.

Fig. 4. — Kristalliner Kalk (Marmor) mit Tremolith. Vrf. Craiului (Mesozonale Serie). Vergr. 10,5 ×, + Nikols.

Institutul Geologic al României

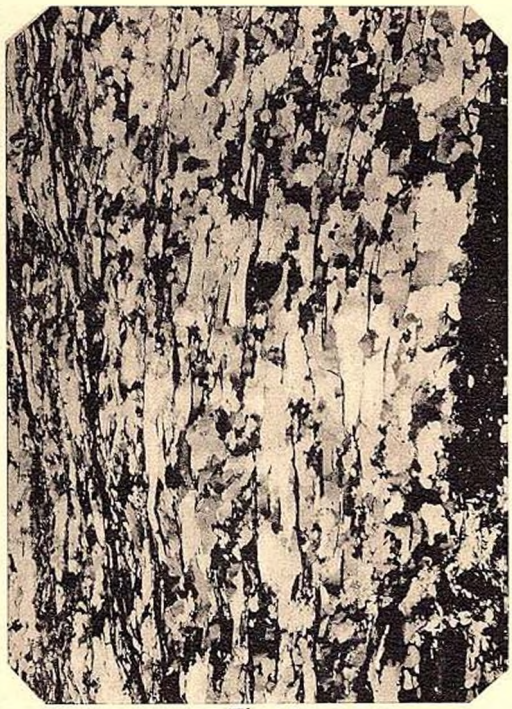


Fig. 1



Fig. 2



Fig. 3



Fig. 4

Repr. Krafft & Drotleff s. a., Sibiu

Institutul Geologic al României

TAFEL VIII

Institutul Geologic al României

TAFEL VIII

Fig. 1. — Biotit-Dacit, Valea Cormaiei, Mündung des Val. Orgei. Vergr. 14 ×, + Nikols.

Fig. 2. — Dacit mit Fluidalstruktur, Parva, Valea Vinului. Vergr. 13 ×, // Nikols.

Fig. 3. — Porphyritischer Biotit-Amphibol-Andesit, Izvorul Băilor, zwischen km 5 und 6. Vergr. 11 ×, + Nikols.

Fig. 4. — Amphibolandesit, Spitze der Măgura Porcului. Vergr. 12,2 ×, // Nikols.

Mikrophot. TH. KRÄUTNER

Institutul Geologic al României

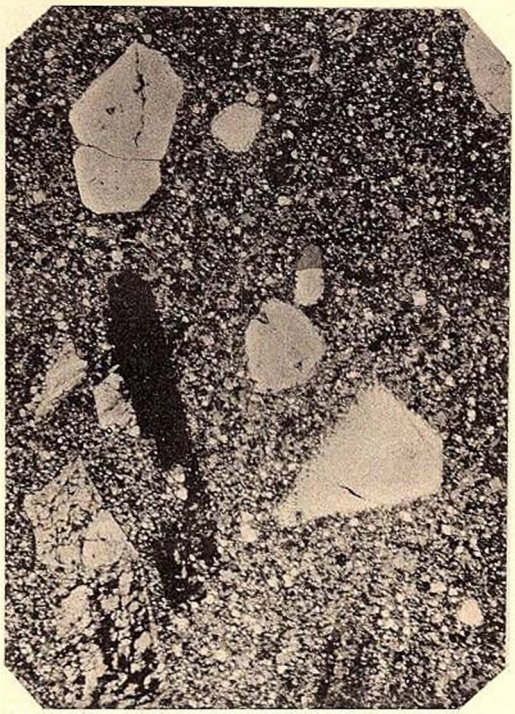


Fig. 1



Fig. 2



Fig. 3

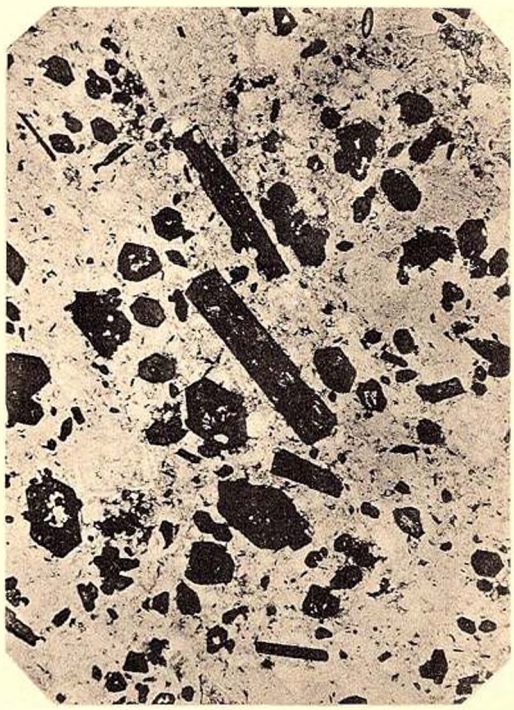


Fig. 4

Repr Krafft & Drotleff s.a., Sibiu

Institutul Geologic al României

THEODOR KRÄUTNER

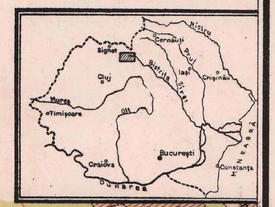
HARTA GEOLOGICĂ A MASIVULUI CRISTALIN AL RODNEI

CARPAȚII ORIENTALI

GEOLOGISCHE KARTE DES KRISTALLINEN MASSIVS VON RODNA

OSTKARPATHEN

Scara
Maßstab
0 1 2 3 4 5 KM.



SEDIMENTAR
SEDIMENTĂR

- Aluviuni — Alluvionen
- Terase inferioare — Untere Terrassen
- Terase superioare (Diluviu ?) — Obere Terrassen (Diluvium ?)
- Pietrișuri glaciale (Diluviu) — Glaziale Schuttbildungen (Diluvium)
- Pleistocen (Pietrișuri) — Pleistozän (Schotter)
- Aquitanian — Aquitan
- Oligocen — Oligozän
- Eocen sup. Congl. gresii (Gresie de Birtiu Fac. neritic) — Ob. Eozän. Kongl. u. Sandsteine (Birtiu Sdst. Neritische Fazies)
- Eocen mediu Mitl. Bozan — Seria de la Gura Fântânii / Serie von Gura Fântânii
 - Calcare numulitice (fac. litoral recifal) — Nummulitenkalke (Littorale Riff-Fazies)
 - Conglomerate de quarț, gresii (fac. lit detric) — Quarzkongiom. u. Sandsteine (Litt-detrische Fazies)
- Turonian ? Gresii și marne — Turon ? Sandsteine Mergel
- Cenomanian (conglomerate, gresii) — Cenoman (Konglomerate, Sandsteine)
- Conglomerat bazal (Cenomanian ?) — Basal-Konglomerat (Cenoman ?)

ERUPTIVE NOUI
JUNGE ERUPTIVA

- Andesit cu augit — Augit-Andesit
- Andesit cu amfibol — Amphibol-Andesit
- Andesit cu biotit și amfibol (porfiric) — Porphyritischer Biotit-Amphibol-Andesit
- Dacit — Dacit
- Dacit caolinizat — Kaolinisierter Dacit

SERIA CRISTALINULUI EPIZONAL
SERIE DES EPIZONALEN KRISTALLINS

- Calcare cristaline și șisturi calcaroase — Kristalline Kalke u. Kalkschiefer
- Cuarțite negre, filite negre — Schwarze Quarzite, schwarze Phyllite
- Roce porfirogene și gneise psamitice — Porphyrogene Gesteine und Psammitgneise
- Șisturi amfibolice și amfibolite — Amphibolschiefer u. Amfibolite
- Șisturi cloritice de origină eruptivă — Chloritschiefer eruptiven Ursprunges
- Șisturi cloritice cu amfibol și epidot — Chlorit-Amphibolschiefer mit Epidot
- Șisturi cloritice cu epidot (inp cu calcit) — Chlorit Epidotschiefer (z. T. m. Calcit)
- Șisturi sericito-cloritice, cuarțite cu sericit, șisturi muscovitice — Serizit-Chloritschiefer, Serizitquarzite Muskovitschiefer.
- Inveișul de contact al gneisului, Șisturi biotitice, micașisturi cu granat — Kontaktmantel des Gneises, Biotitschiefer, Granatglimmerschiefer.
- Gneis de injecție (Gneis de Anieș și Rebra) — Injektionsgneis (Anieș u. Rebra-Gneis)
- Diorite presate (Epidiorite) — Gepresste Diorite (Epidiorite)
- Granite presate și gneise pegmatitice — Gepresste Granite u. Pegmatitgneise.

SERIA CRISTALINULUI MESOZONAL
SERIE DES MESOZONALEN KRISTALLINS

- Calcare cristaline (Marmore) — Kristalline Kalke (Marmore)
- Hornblendegarbenschiefer.
- Amfibolite masive. Amfibolite șistoase — Massige Amphibolite. Geschieferte Amphibolite
- Paragneise și șisturi cu biotit, micașist cu granat — Biotitparagneise u. Schiefer, Granatglimmerschiefer
- Pegmatite — Pegmatite
- Paragneise, șisturi și amfibolite (Bretila) — Paragneise Schiefer Amphibolite (der Bretila)

- Mine de pirit — Pyritbergbau
- Mine părăsite de pirit — Verlassene Pyritbergbaue
- Iviri de pirit — Pyritvorkommen
- Izvoare carbonatate — Säuerlinge
- Direcții și înclinări — Streichen u. Fallen
- Falii — Verwerfungen
- Zone diaftoritice — Diaphthoritische Zonen

Des. A. Hagiu

IMPR. ATEL. INST. GEOLOGIC AL ROM.

Institutul Geologic al României

THEODOR KRÄUTNER

PROFILE GEOLOGICE PRIN MASIVUL CRISTALIN AL RODNEI

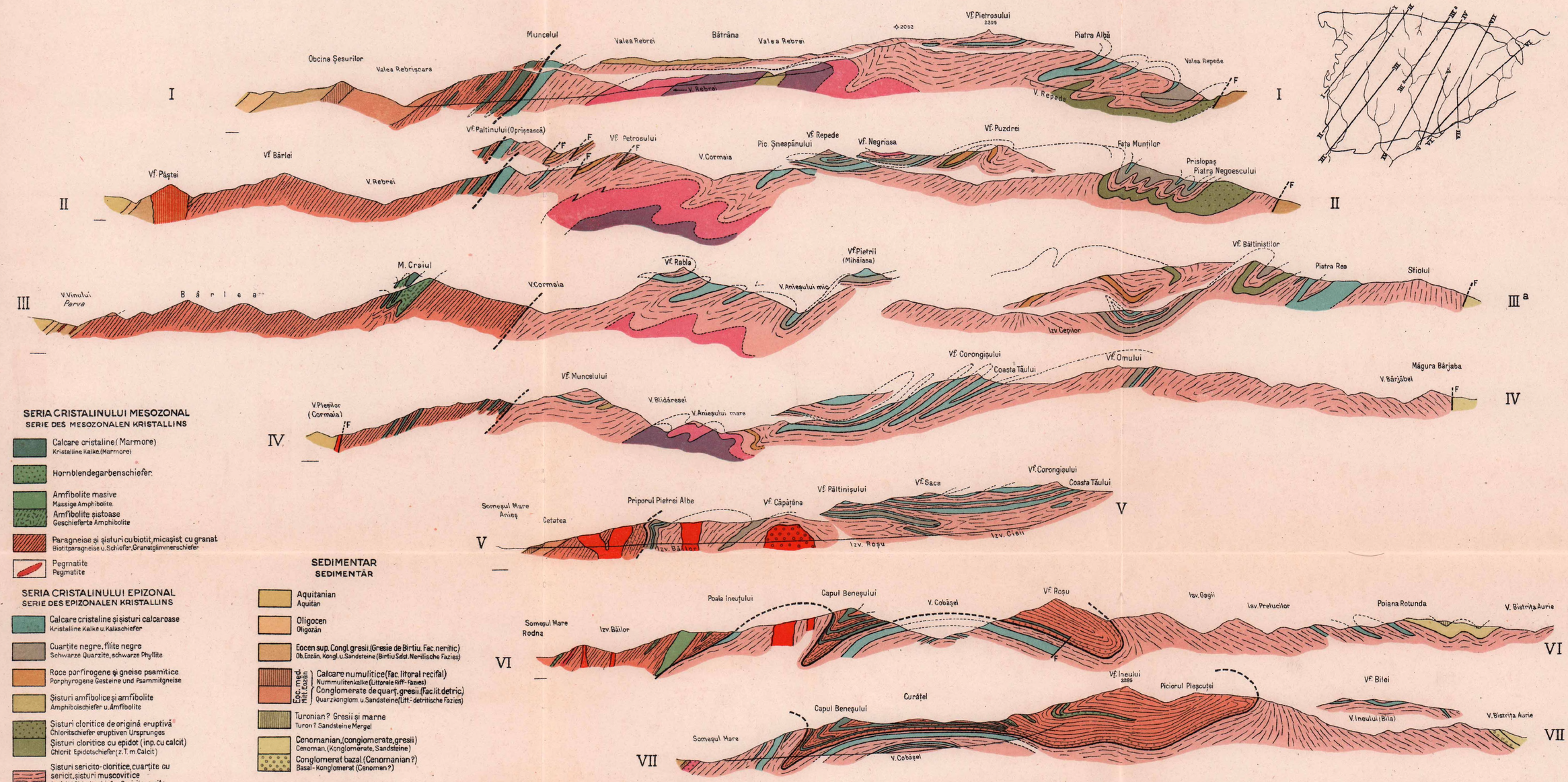
CARPAȚII ORIENTALI

GEOLOGISCHE PROFILE DES KRISTALLINEN MASSIVS VON RODNA

OSTKARPATHEN

SCARA : MAȘSTAB

0 1 2 3 4 5 Km.



SERIA CRISTALINULUI MESOZONAL
SERIE DES MESOZONALEN KRISTALLINS

- Calcare cristaline (Marmore) — Kristalline Kalke (Marmore)
- Hornblendegarbenschiefer
- Amfibolite masive — Massige Amphibolite
- Amfibolite șistoase — Geschieferte Amphibolite
- Paragneise și șisturi cu biotit, micașist cu granat — Biotitparagneise u. Schiefer, Granatglimmerschiefer
- Pegmatite — Pegmatite

SERIA CRISTALINULUI EPIZONAL
SERIE DES EPIZONALEN KRISTALLINS

- Calcare cristaline și șisturi calcaroase — Kristalline Kalke u. Kalkschiefer
- Cuarțite negre, filite negre — Schwarze Quarzite, schwarze Phyllite
- Roce porfirogene și gneise psamitice — Porphyrogene Gesteine und Psammitgneise
- Șisturi amfibolice și amfibolite — Amphibolschiefer u. Amfibolite
- Șisturi cloritice de origină eruptivă — Chloritschiefer eruptiven Ursprunges
- Șisturi cloritice cu epidot (inp. cu calcit) — Chlorit Epidotschiefer (z. T. m. Calcit)
- Șisturi sericito-cloritice, cuarțite cu sericit, șisturi muscovitice — Serizit- Chloritschiefer, Serizitquarzite Muskovitschiefer
- Învelișul de contact al gneisului. Șisturi biotitice, micașisturi cu grenat — Kontaktmantel des Gneises, Biotitschiefer, Granatglimmerschiefer
- Gneis de injecție (Gneis de Anies și Rebra) — Injektionsgneis (Anieș u. Rebra-Gneis)
- Granite presate și gneise pegmatitice — Gepresste Granite u. Pegmatitgneise

SEDIMENTAR
SEDIMENTÄR

- Aquitanian — Aquitän
- Oligocen — Oligozän
- Eocen sup. Congl. gresii (Gresie de Birtiu. Fac. neritic) — Ob. Eozän. Kongl. u. Sandsteine (Birtiu Sdst. Neritische Fazies)
- Eoc. med. / Mitt. Eozän: Calcare numulitice (Fac. litoral recifal) — Nummulitenkalke (Littorale Riff- Fazies)
- Eoc. med. / Mitt. Eozän: Conglomerate de quarț, gresii (Fac. lit. detric.) — Quarzkonglom. u. Sandsteine (Litt- detritische Fazies)
- Turonian? Gresii și marne — Turon? Sandsteine Mergel
- Cenomanian, (conglomerate, gresii) — Cenoman. (Konglomerate, Sandsteine)
- Conglomerat bazal (Cenomanian?) — Basal- Konglomerat (Cenoman?)

ERUPTIVE NOUI
JUNGE ERUPTIVA

- Andesit cu amfibol — Amphibol- Andesit
- Andesit cu biotit și amfibol (porfiritic) — Porphyritischer Biotit-Amphibol -Andesit
- Dacit caolinizat — Kaolinisierter Dacit

- Zone diaftoritice — Diaphthoritische Zonen

IMPR. ATEL. INST. GEOLOGIC AL ROM.

Institutul Geologic al României

CONTRIBUTIONS À L'ÉTUDE GÉOLOGIQUE DE LA FORMATION À GAZ DE LA CUVETTE TRANSYLVAINE [1])

PAR

AUG. VANCEA

SOMMAIRE

Introduction 293
L'évolution des idées sur la structure interne de la Cuvette transylvaine 294
1. Etudes géologiques antérieures 294
2. Recherches géologiques générales de reconnaissance 295
3. Recherches géologiques de détail 296
Résultats stratigraphiques 298
1. Les dépôts pliocènes et leurs faciès 298
2. La limite entre le Pliocène et le Miocène 300
3. Succession stratigraphique des dépôts qui constituent la Formation à gaz . 303
4. Changements de faciès dans les dépôts de la Formation à gaz. 308
5. Fossiles dans les couches de la Formation à gaz 308
6. La limite entre le Sarmatien et le Méditerranéen 310
7. La roche-magasin et le gisement de gaz 312
8. Les réserves possibles en gaz 315
9. Les eaux salées dans le gisement de gaz 317
10. La température du sous-sol dans la Cuvette transylvaine 319
Conclusions 320
Bibliographie 322

INTRODUCTION

Le Bassin transylvain a pris naissance à la fin de l'Oligocène. C'est alors que sa forme a été esquissée, tandis que l'affaissement s'est accompli durant

[1]) Communiqué à l'Institut géologique de Roumanie, séance du 5 Mai 1933.

Institutul Geologic al României

le Néogène : le Méditerranéen, le Sarmatien et le Pontien. Les eaux étaient peu profondes ; les nombreux restes de plantes incarbonisées qui s'y sont conservées l'attestent suffisamment. L'épaisseur des sédiments — plusieurs milliers de mètres — est due à ce que la sédimentation a eu lieu à mesure de l'affaissement du bassin. Cette sédimentation présente un faciès très uniforme et monotone, du fait que la profondeur des eaux est restée sensiblement la même. C'est dans ces eaux que se sont déposés les sédiments de la Formation à gaz, marnes, sables et grès, provenant de la dégradation des montagnes qui encerclent le bassin et aussi de cendres volcaniques interstratifiées parmi les premiers.

Les contours actuels du bassin sont déjà dessinés à la fin du Sarmatien. A ce moment, les eaux de cette lagune se sont retirées vers le SW, du fait de l'affaissement plus accentué du bassin à cet endroit. Au début du Quaternaire, lorsque les régions carpatiques se redressèrent en bloc, atteignant les hauteurs actuelles, la Dépression transylvaine s'élevait elle aussi ; de ce fait, les eaux du lac pliocène se sont dirigées vers le golfe Sebeș-Orăștie en se frayant un chemin vers la Dépression pannonienne. Plus tard, l'érosion put facilement creuser, dans cet ensemble de terrains peu consistants, de larges vallées, dessiner des côtes, modeler des collines, qui donnent au bassin sa topographie actuelle.

L'ÉVOLUTION DES IDÉES SUR LA STRUCTURE INTERNE DE LA CUVETTE TRANSYLVAINE

1. ÉTUDES GÉOLOGIQUES ANTÉRIEURES

Les travaux géologiques exécutés dans la région du Bassin transylvain jusqu'en 1900, sont compris dans la monographie d'Anton Koch (1). La conception de la structure interne du bassin, telle qu'on la supposait jusqu'à la découverte du gaz méthane, a subi l'influence de ce premier travail géologique important. Au point de vue stratigraphique, ce travail s'occupe surtout des dépôts néogènes inférieurs, aquitaniens, des couches de Coruș, de Hida, de Câmpie. L'étendue et la constitution des dépôts pliocènes et sarmatiens, étaient alors fort peu connues. Au point de vue tectonique, le Bassin transylvain était considéré comme une cuvette synclinale normale, très large, à couches non plissées, par endroits presque horizontales.

Depuis le travail de A. Koch et jusqu'en 1908, époque de la découverte du gaz méthane plusieurs géologues ont fait des recherches dans le Bassin transylvain : Ludwig Lóczy sen , Karl Papp, Roth v. Telegd, J. Halaváts, T. Szontagh etc. Ils ont examiné plusieurs détails, sans toutefois arriver à les raccorder, de façon à obtenir une idée d'ensemble.

Institutul Geologic al României

2. RECHERCHES GÉOLOGIQUES GÉNÉRALES DE RECONNAISSANCE

La découverte du gaz méthane, on le sait, est uniquement due au hasard. Il a été découvert en 1908, lors du forage de la sonde No. 2 à Sărmăşel. Le but primitif de ces forages était la recherche des sels de potasse sur la base de certains indices fournis par des sources d'eaux salées.

Des recherches géologiques ont été entreprises après cette découverte afin de préciser la structure tectonique générale du bassin. Elles furent entreprises par une commission de géologues, travaillant sous la direction très compétente de HUGO v. BÖCKH et sous les auspices de la direction des monopoles miniers hongrois.

Les résultats des travaux effectués par cette commission, en 1911—1912, sont réunis dans un rapport publié par les soins du Ministère des Finances hongrois, en 1913 (2). La première partie de ce rapport est consacrée à l'étude générale et succinte de H. v. BÖCKH ; dans la seconde, on trouve consignées les données obtenues par les collaborateurs : V. LAZĂR, I. LÖRENTHEY, SIMION PAPP, FR. PÁVAI VAJNA, O. PHLEPS, G. STRÖMPL, I. SZÁDECZKY et I. VITÁLIS.

En étudiant ces remarquables résultats, on s'aperçoit facilement que tous les géologues arrivent aux mêmes idées d'ensemble et à la même conclusion : les sédiments néogènes du Bassin transylvain sont plissés en une série d'anticlinaux à direction générale N—S, qui intéressent tout le bassin. La carte des anticlinaux, rédigée par H. v. BÖCKH, peut être considérée en somme comme le résumé de ces travaux géologiques.

Basé sur ces recherches, H. v. BÖCKH (3) explique le développement géologique et tectonique du bassin de la manière suivante. Une forte et intense sédimentation a eu lieu dans ce bassin, autrefois large géosynclinal, après le dépôt du sel et l'affaissement qui s'en est suivi. Le plissement des couches serait dû à une sous-poussée du cadre montagneux W et SW soit à un glissement des sédiments dans cette direction. Ce glissement serait survenu à la suite de la transgression des eaux pontiennes vers le SW. C'est probablement la formation à sel qui a constitué le soubassement à la surface duquel le complexe plissé a glissé. Ceci expliquerait les concentrations locales de sel en massifs dans la zone des plis diapirs, à la limite de la cuvette.

Il en résulte que, jusqu'à la découverte du gaz méthane, le problème concernant la structure du Bassin transylvain se trouvait dans une phase purement hypothétique, formulé sur la base de quelques observations locales, indûment étendues à tout le bassin. C'est ce qui explique l'interprétation erronée antérieurement donnée à sa structure.

H. v BÖCKH a le mérite incontestable d'interpréter la question d'une manière toute différente, interprétation basée sur des recherches bien

Institutul Geologic al României

plus nombreuses sur le terrain. Grâce à ces recherches, il a eu la possibilité de montrer pour la première fois, le mode de gisement du gaz méthane, accumulé dans les voûtes des plis anticlinaux.

Nous devons mentionner cependant que si nous devons beaucoup à nos devanciers, ceux-ci n'ont pas tout fait. Leurs travaux ont un caractère purement général de reconnaissance. Entrepris dans le but de mettre en valeur le plus rapidement possible les champs de gaz, ils sont dépourvus de cette précision qui exige une prospection rationnelle et profonde.

3. RECHERCHES GÉOLOGIQUES DE DÉTAIL

Au fur et à mesure de la mise en valeur des champs de gaz on a observé, qu'en vue d'une exploitation pratique telle que celle du gaz méthane, il est besoin d'entreprendre des études géologiques détaillées et d'une stricte précision.

C'est à ces fins que nos géologues entreprirent, après 1919, des recherches de détail dans les champs de gaz les plus importants, de Bazna, Saroș, Șincai et Sărmășel. Jusqu'en 1926, ces recherches ont été effectuées par des géologues de l'Institut Géologique de Roumanie, notamment par MM. E. Jekelius et I. Atanasiu, dans le but d'établir avec plus de précision la nature des gisements, leur âge, de même que la structure des dômes en exploitation. Ces recherches de détail ont abouti à la note publiée en 1927 par MM. L. Mrazec et E. Jekelius (4). Dans cette note, la question du développement géologique et celle des conditions tectoniques du bassin néogène sont reprises en partant d'un point de vue tout à fait nouveau et différant des considérations antérieures.

Ces auteurs distinguent dans la structure du bassin les trois unités tectoniques suivantes :

1. Une bordure de couches non plissées, à faciès littoral par l'intermédiaire de laquelle la masse intérieure du bassin prend contact avec le cadre montagneux.

2. Une zone de plissement intense, à plis diapirs typiques, disposés en faisceaux se relayant et qui accusent tous les caractères des plis à noyau de percement.

3. La cuvette interne proprement dite, à couches légèrement plissées en brachyanticlinaux ou en dômes, disposés en relais ou unis, irrégulièrement séparés et entourés de dépressions synclinales. Ces dômes forment deux rangées principales, l'une occidentale, l'autre orientale, séparées par un synclinal très large, le synclinal de Dumbrăveni.

En ce qui concerne l'âge du plissement, il remonte à une époque antérieure à la sédimentation des agglomérats et des tufs andésitiques de Hârghita ; c'est alors que se sont constitués les plis diapirs qui entourent la cu-

Institutul Geologic al României

vette productive. Le plissement en dômes est attribué à une seconde phase de plissement d'âge post-pliocène. Par conséquent, le mouvement d'effondrement, la naissance des plis diapirs et le plissement en dômes, sont, selon MM. MRAZEC et JEKELIUS, les phénomènes les plus marquants dans le problème du développement de la Dépression transylvaine. Ce point de vue représente la dernière étape dans l'évolution scientifique du problème et il semble être le juste. Il correspond en effet à la réalité et il a été confirmé par toutes les recherches g ologiques ultérieures.

Après 1926, année de la création de la Société Nationale de Gaz Méthane, une activité géologique assez intense commençait dans le Néogène transylvain. Cette activité a suivi le programme tracé par M. MRAZEC : établissement de la stratigraphie exacte, en déterminant la limite supérieure et inférieure de la Formation à gaz, et les éventuelles modifications de faciès ; étude du synclinal occidental de protection dans la région qui sépare la cuvette productive de la zone des plis diapirs, de même que les conditions d'érosion et la tectonique interne de la cuvette. C'est à ce programme que nous devons les résultats obtenus jusqu'à ce jour.

Nous avons donc le devoir d'exprimer nos sentiments de profonde reconnaissance à M. L. MRAZEC, sous les auspices duquel commencèrent ces recherches ; à maintes reprises, ses précieux conseils ont très heureusement guidé les travaux entrepris.

Nous ne manquerons pas d'adresser également nos vifs remerciements à M. C. I. MOTĂȘ, ingénieur, directeur général de la Société Nationale de Gaz Méthane et de la Société Anonyme Roumaine de Gaz Méthane, ex « U. E. G.», pour s'être intéressé à nos travaux et nous avoir aidés à l'occasion des recherches effectuées ; également pour nous avoir fourni la possibilité de faire cette communication.

MM. A. ERNI, D. T. CIUPAGEA et AUG. VANCEA, géologues de ces deux sociétés, — ont effectué les travaux sur le terrain. Vu que nos travaux sont étroitement liés aux exploitations de gaz méthane, nous nous sommes limités à la région de l'intérieur de la zone des plis diapirs, c'est-à-dire à la partie interne productive du bassin, partie que M. MRAZEC appelle la « cuvette proprement dite ».

Ainsi, M. A. ERNI a étudié, en 1927—1928, la région de Bazna, Boian-Cetatea de Baltă.

M. CIUPAGEA a étudié le dôme de Copșa-Mică, la région S et N de Sighișoara, ainsi que la région de Noul Săsesc et celle de Șincai etc.

Moi-même j'ai étudié la région à l'E du confluent des Târnava ; la région SW de Câmpia, la région à l'E et au N de Tg. Mureș et le champ de Sărmășel, Ruși, Agnita etc. En collaboration avec M. CIUPAGEA, j'ai effectué des recherches dans la région au N d'Ocna Sibiului, dans celle au N de Făgăraș et dans la région de Bunești-Criț et à Cristur. Nous avons effectué en

Institutul Geologic al României

outre, tantôt séparément, tantôt en collaboration, d'autres recherches de reconnaissance dans les diverses parties de la cuvette.

Comme conséquence de ces recherches, j'essayerai d'exposer en lignes générales les progrès faits jusqu'à ce jour dans la stratigraphie des dépôts de la Cuvette transylvaine.

RÉSULTATS STRATIGRAPHIQUES

L'établissement de la succession stratigraphique des dépôts à l'intérieur de la cuvette par des observations générales de reconnaissance, ne donne pas de résultats ; au contraire, il peut donner lieu à d'éventuelles interprétations erronées. On est donc obligé de recourir à des méthodes spéciales de travail, grâce auxquelles on peut arriver à éclaircir tous les problèmes géologiques. Vu l'extrême rareté des fossiles et l'uniformité et la monotonie parfois exaspérante des dépôts, il est indispensable de lever des profils aussi détaillés que possible des affleurements, afin de pouvoir découvrir des couches-repères. Grâce à ces couches on a pu obtenir des résultats de grande importance, comme la délimitation du Pliocène, le contact entre le Pliocène et la Formation à gaz, ainsi que des données intéressantes sur la limite restée encore conventionnelle entre le Sarmatien et le Méditerranéen.

1. LES DÉPÔTS PLIOCÈNES ET LEURS FACIÈS

Les dépôts pliocènes apparaissent au N du Mureș, sur une ligne unissant les localités Poarta—Mădăraș—Band—Oarba. Ils s'étendent à partir de cette limite vers le S dans le Podișul Târnavelor, atteignant une certaine épaisseur (600 m environ) dans la région du synclinal de Dumbrăveni. A la bordure orientale, ils supportent les agglomérats et les tufs andésitiques de Hărghita, qui représentent le Dacien et le Levantin, lesquels sont inconnus à l'intérieur de la cuvette. C'est seulement à l'E et au SE que l'on trouve, entre le cadre carpatique et le massif de Hărghita, quelques petits bassins lacustres, daciens et levantins : le bassin Brașov—Baraolt, le bassin de Ciucul de Jos, celui de Ciucul de Sus, celui de Giurgeul, et enfin, d'autres bassins plus petits. Ces bassins sont intéressants par les gisements de charbon qu'ils contiennent.

M. JEKELIUS a constaté qu'au début du Sarmatien, le bassin Brașov—Baraolt se trouvait au-dessus du niveau du grand lac de la Cuvette transylvaine. C'est pourquoi les sédiments pliocènes dans ce bassin débutent par des couches daciennes, reposant directement sur le fondement mésozoïque (5).

La série des dépôts pliocènes de la Cuvette transylvaine et leur situation y est toute autre. Le Pliocène repose ici sur le Sarmatien et est constitué

Institutul Geologic al României

par des sédiments d'âge pontien. La présence du Méotien n'a pu être identifiée jusqu'à ce jour ; cependant cet étage pourrait y être représenté par des couches peu épaisses, à la partie supérieure du Sarmatien, jusqu'aux premiers dépôts à fossiles typiquement pontiens.

Les dépôts pliocènes inférieurs présentent un faciès assez varié, ce qui prouve qu'à cette époque, il n'y avait pas un régime uniforme sur toute la surface de la cuvette.

Dans la région centrale de la cuvette, sur la rive droite du Mureș, les dépôts pliocènes commencent par des marnes grises, parfois d'un brun jaunâtre, plus ou moins sableuses, à intercalations multiples et serrées de calcaires blancs marneux.

Les couches pliocènes inférieures de la région à l'E du confluent des Târnava, présentent le même faciès. On signale, dans cette région et surtout dans l'WSW, certaines transgressions de dépôts pliocènes sur les dépôts sarmatiens et tortoniens comme par exemple sur la bordure occidentale du bassin entre Podeni, Cacova et Gârbova de Sus.

A l'E, notamment entre Sard et Cristur, au N de la Târnava Mare les dépôts pliocènes débutent par des marnes cendrées typiques, compactes. L'absence des calcaires blancs marneux dans ces marnes est très significatif.

Dans la région NE, entre Poarta et Reghin, le Pliocène inférieur commence par des marnes grisâtres alternant avec des sables en bancs épais que séparent de minces bandes blanches calcaires.

Un important changement de faciès se remarque au S de la Târnava Mare, entre Sighișoara, Saschiz et Feleag. Dans ces endroits, le Pliocène inférieur est représenté par un complexe de sables, à gros grain et à concrétions, montrant une épaisseur d'environ 200 m. Dans la région de Saschiz et de Feleag, ces sables deviennent grossiers, conglomératiques et contiennent des Congéries à coquille épaisse et des Melanopsis.

M. Ciupagea a le premier signalé ces sables pliocènes de base, à l'occasion de recherches entreprises dans les environs de Sighișoara.

Nous rencontrons le même faciès sableux vers le S à Nocrich et aussi dans la région d'Ocna Sibiului, où les sables de base représentent également des éléments conglomératiques menus.

D'après nos données, il n'y a aucune différence d'âge, mais seulement de faciès, entre les marnes pliocènes de base des régions centrales de la cuvette, les sables grossiers de Sighișoara, Saschiz, Feleag et ceux des environs d'Ocna Sibiului. Les marnes grises, à intercalations de calcaires blancs marneux, rencontrées sur la rive gauche du Mureș (Oarba), et en général dans la région comprise entre la Târnava Mică et le Mureș, représentent le faciès du Pliocène de base, déposé au large dans des eaux calmes et probablement dans des conditions de température spéciales ; au contraire, des

Institutul Geologic al României

matériaux grossiers de la bordure S et SE sont caractéristiques du faciès littoral, déposé dans les eaux agitées, de la lagune pontienne.

Un complexe marneux, plus ou moins sableux, d'environ 200 m d'épaisseur, surmonte les dépôts pliocènes inférieurs. Dans la région du confluent des Târnava (Bălcaciu) et au S de la Târnava Mare (Ruși, Hașag), ces marnes sont très riches en fossiles. J'y ai récolté les formes suivantes :

Cardium sp. div.
Limnocardium Lenzi R. HOERN.
Congeria banatica R. HOERN.
Limnocardium Syrmiense R. HOERN.
Congeria sp. div.
Ostracodes sp.
Planorbis ponticus LÖRENTH.

Il s'agit d'une faune qui ne laisse aucun doute sur l'âge des dépôts qui les renferment. Elles permettent d'affirmer que ces dépôts appartiennent, sans contredit, au Pontien.

Un autre complexe de sables fins, d'un blanc jaunâtre, à grandes paillettes de mica blanc et de nombreuses concrétions ferrugineuses, repose sur ces marnes. C'est dans une semblable concrétion que nous avons rencontré, dans la région de Bălcaci, un fragment d'os de reptile. Ces sables supérieurs sont bien développés dans la région Micăsasa, de même qu'à Hașag—Ruși et surtout dans le synclinal de Dumbrăveni. Ils contiennent également quelques couches de graviers menus, conglomératiques, disposés en bancs assez développés, ayant offert *Congeria Partschi* et qui sont visibles en différents endroits au N de la Târnava Mare (Lodroman, Proștea).

Les sédiments pliocènes contiennent en outre des intercalations de tufs volcaniques, de 2—3 cm d'épaisseur, d'un aspect très caractéristique qui se trouvent dans les sables inférieurs de la région de Copșa Mică et de Sighișoara. Vers la partie supérieure des dépôts pliocènes, dans la colline Hula Sonii, située dans l'angle formé par le confluent des deux Târnava et à 522 m d'altitude, on remarque un petit lambeau (environ 50 m de diamètre) de tuf andésitique à bombes volcaniques typiques. Ce tuf, que L. ROTH v. TELEGD (8) a le premier signalé, est très ressemblant à l'agglomérat tufacé d'Ungra (Gàlt), et il provient probablement aussi des tufs volcaniques de Hărghita.

2. LA LIMITE ENTRE LE PLIOCÈNE ET LE MIOCÈNE

MM. E. JEKELIUS et I. ATANASIU ont rencontré, à Mădăraș, dans la région du dôme de Șincai, au N de Mureș, quelques marnes bien stratifiées à fines rayures blanchâtres. Ils les ont attribuées au Pontien, à cause de leur res-

Institutul Geologic al României

semblance avec certaines marnes pontiennes de Bazna. Ces auteurs ont établi en outre, dans la région du dôme de Bazna, la limite entre le Pontien et le Sarmatien à la partie supérieure d'un horizon de sables, au-dessus duquel, à quelques mètres seulement, apparaît effectivement un paquet de marnes bien stratifiées, à rayures blanches.

Pendant l'été 1927, A. ERNI en étudiant cette question, a été le premier à reconnaître qu'un paquet de marnes schisteuses à patine blanche, et à intercalations de tuf dacitique (tuf dacitique de Bazna), peut-être considéré comme constituant la limite entre le Pliocène et le Sarmatien. La puissance de ce paquet de marnes varie entre 2 et 8 m ; l'intercalation de tuf dacitique y présente une épaisseur constante de 4,5 cm.

Basés sur des considérations d'ordre pétrographique et paléontologique, nous sommes d'avis que ce paquet de marnes se trouve à la limite entre le Miocène et le Pliocène. L'argument pétrographique essentiel est le changement de faciès très évident, que l'on observe dans les couches situées immédiatement au-dessus des marnes feuilletées à tuf de Bazna, ceci est évident dans la région des dômes de Bazna, Boian — Cetatea de Baltă, au N du Mureș etc.

Ainsi que nous l'avons démontré, dans ces régions les dépôts pliocènes inférieurs consistent surtout en marnes plus ou moins sableuses grises, parfois d'un brun jaunâtre. On y observe aussi quelques minces couches de calcaire peu argileux, blanc, connues sous le nom de marnes blanches calcaires. Ces couches ont le plus souvent une épaisseur de 1 à 2 cm, parfois de 5 à 10 cm; ainsi à Oarba sur le Mureș, ou bien sur la rive de la Târnava Mică entre Mica—Corod—Sânmărtin, elles forment, dans les marnes et les grès, de nombreuses intercalations qui leur donnent un aspect rayé à fines rayures blanches. Nous avons rencontré aussi de semblables calcaires dans la région de Balcaci, en couches allant jusqu'à 0,50 m d'épaisseur, tandis que dans la région du dôme de Copșa Mică, M. CIUPAGEA a rencontré un banc ayant plus de six mètres d'épaisseur.

Ces calcaires blancs sont très ressemblants aux tufs dacitiques, avec lesquels on arrive parfois à les confondre, vu leur cassure anguleuse lorsqu'ils sont secs. En réalité ils n'ont rien de commun avec ces tufs. Ils consistent en calcaire pur renfermant de l'argile fine en faible quantité, de sorte qu'il est aisé de les reconnaître à l'aide de l'acide chlorhydrique.

Les premières couches contenant de semblables calcaires blancs apparaissent au-dessus des marnes feuilletées à tuf de Bazna ; celles-ci reposent à leur tour directement sur des couches qui, par leur aspect lithologique, semblent appartenir encore au Miocène.

Il n'y a pas de fossiles caractéristiques dans le paquet de marnes feuilletées à tuf de Bazna. Cependant, les calcaires blancs contiennent des Ostracodes, parfois même de petits agglomérats d'Ostracodes. Un peu plus haut, à quel-

Institutul Geologic al României

ques mètres seulement, et également dans des calcaires blancs, on rencontre des Cardiums de petite taille ainsi que des écailles de Poissons.

C'est encore dans le Pliocène inférieur, dans un horizon de calcaires blancs, que A. ERNI a rencontré les formes suivantes : *Limnocardium Lenzi*, *Cardium* sp., *Congeria* sp., à côté de Gastropodes et d'Ostracodes. Les marnes grises qui se trouvent au-dessus, ne renferment — comme nous l'avons déjà montré — qu'une faune typique pontienne.

Les couches situées sous le tuf de Bazna, ne présentent pas d'intercalations de calcaires blancs ; de plus on n'y a jamais rencontré de fossiles pontiens. Ces couches ont l'aspect ordinaire des dépôts sarmatiens et contiennent parfois de rares fossiles. Ainsi, dans les sables situés sous les marnes feuilletées à tuf de Bazna, O. PHLEPS a rencontré *Cardium obsoletum* EICHW (9). ST. GAAL signale dans ces mêmes sables, à Saroș (10) la présence d'une faune miocène supérieure et moyenne. Les mêmes sables enfin, ont fourni à M. ERNI, à Bazna, des fragments de Lamellibranches et de Gastéropodes, et à Velț un *Cerithium* sp. Nous n'avons pas encore rencontré des fossiles dans ces sables, mais nous avons la conviction qu'ils renferment effectivement les fossiles mentionnés, qui sont toutefois très rares.

Dans le dôme de Copșa Mică, pourvu d'une couverture pliocène d'environ 150 m d'épaisseur, les sables rencontrés immédiatement au-dessous des marnes feuilletées à tuf de Bazna, forment le premier horizon de gaz exploitables. De faibles quantités de gaz parvenu sans doute par voie d'infiltration mais sans importance pratique apparaissent par endroits, dans des sables situés au-dessus des marnes à tuf de Bazna.

En nous basant sur l'ensemble de ces faits d'ordre pétrographique, paléontologique et pratique, nous pouvons admettre que les marnes feuilletées à tuf de Bazna sont situées à la limite commune du Pliocène et de la Formation à gaz.

Outre les faits mentionnés, l'horizon du tuf de Bazna est le plus important des horizons repères rencontrés jusqu'à ce jour dans la Cuvette transylvaine. La couche de tuf a une épaisseur constante ; le tuf est une roche à grain fin, il est léger, d'un aspect cendré, très caractéristique ; on le rencontre intercalé dans les marnes feuilletées à surfaces blanches, ce qui aide de beaucoup à le reconnaître et à l'identifier sur le terrain. Ce tuf simplifie considérablement nos études stratigraphiques, car c'est grâce à lui que nous arrivons à formuler des conclusions d'une grande importance pratique pour nos exploitations de gaz méthane.

A. ERNI a rencontré et suivi cet horizon sur une grande étendue, aux alentours du dôme de Bazna, Cetatea de Baltă-Boian et à Oarba, sur le Mureș. Nous l'avons rencontré aussi, dans plusieurs endroits au N de Tg. Mureș,

Institutul Geologic al României

notamment à Chinari, sur la rive droite du Mureș, puis entre Ciaușul de Câmpie, Moișa, Almaș, Băla, de même que sur le versant N de la Valea Sarului, entre Glodeni, Toldal, Poarta, puis à Ruși et Agnița. M. CIUPAGEA l'a également rencontré en de nombreux points, sur les flancs NE, E et SE du dôme Șincai, entre Ciauș-Mădăraș, Bandul de Câmpie. Il apparaît partout sous le même aspect, en couches d'une égale épaisseur, intercalé dans le paquet de marnes feuilletées.

Nous connaissons cependant certains points à marnes feuilletées, où le tuf de Bazna fait défaut : Ocna Sibiului et Apold au S de Sighișoara. Mais à cet endroit, la présence de certaines couches dolomitiques prouve que nous avons affaire au même paquet de marnes feuilletées, rencontré à la limite du Pliocène et du Miocène et qui constitue en même temps la limite supérieure de la Formation à gaz dans la Cuvette transylvaine.

3. SUCCESSION STRATIGRAPHIQUE DE LA FORMATION À GAZ

On peut étudier la succession des couches qui constituent la Formation à gaz, surtout dans la région au N du Mureș. La partie supérieure est visible entre Ogra-Oarba à droite du Mureș et dans les flancs E et SE du dôme de Șincai. La partie inférieure, à l'W de Luduș et jusqu'à Hădăreni et aussi à partir de la plaine de Turda, Cianul Mare, ou bien à partir de Ghirișul de Câmpie, jusque vers l'intérieur de la cuvette.

A la suite des recherches entreprises en 1928 dans la région SW de la Plaine transylvaine, nous avons donné pour la première fois une coupe schématique normale des dépôts de la Formation à gaz (11). Depuis, grâce à de nouvelles recherches, nous sommes arrivés à compléter cette coupe. En 1929—1930, nous avons réussi à identifier, pour la première fois dans la région, la limite du Pliocène. Nous avons rencontré à cette occasion les couches à tufs dacitiques sarmatiennes supérieures à Fărăgău, Ercea, Bozediu, Sabed, jusqu'aux sables grossiers à tuf de Râciu.

M. CIUPAGEA a rencontré les mêmes couches à l'occasion de ses recherches dans la région du dôme de Șincai, en 1931, quand il réussit à y établir la stratigraphie de la partie supérieure de la Formation à gaz de même que la liaison qui existe entre les dômes de Șincai et de Sărmășel.

Les faits exposés, de même que l'exploration entreprise en profondeur, en 1932, à Sărmășel, à l'aide du sondage No. 26 de la Société Nationale de Gaz Méthane, nous permettent d'exposer aujourd'hui le plus exactement possible, la succession stratigraphique des dépôts de la Formation à gaz (fig. 1).

Au-dessous de l'horizon des marnes feuilletées à tuf de Bazna, au contact avec le Pliocène, se trouve un complexe de marnes et de sables à in-

Institutul Geologic al României

tercalations de calcaires dolomitiques. Ces calcaires apparaissent en couches de 2 jusqu'à 5 et même 10 cm d'épaisseur. D'un gris bleuâtre, jaunâtres lorsqu'elles sont altérées, elles sont compactes, lourdes, très dures. Elles contien-

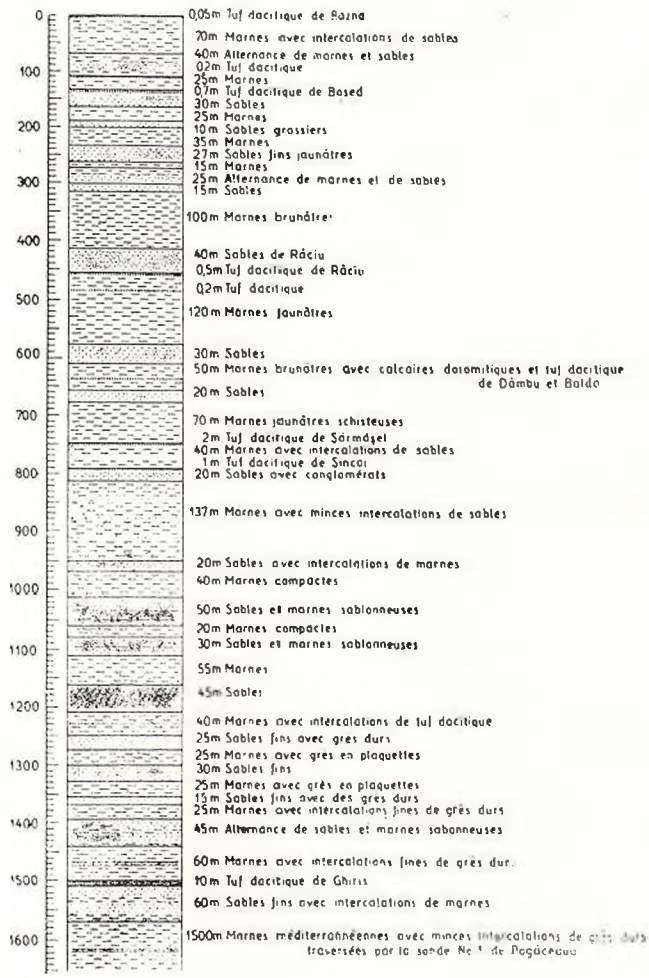


Fig. 1. — Coupe des dépôts sarmatiens au Nord du Bassin (à Şincai et Sărmăşel).

nent de rares squelettes, ainsi que des écailles de poisson, des insectes et des restes de plantes. Elles sont parfois stratifiées et se divisent en plaquettes. D'autres fois, elles sont concrétionnaires (par ex. à Saroş, Saschiz).

Nous n'avons tout d'abord connu de semblables calcaires dolomitiques que dans le complexe de couches situé à la partie tout à fait supérieure de la Formation à gaz ; on les appelle « calcaires dolomitiques supérieures », parce

Institutul Geologic al României

qu'ils caractérisent ce complexe. Ces calcaires dolomitiques supérieures sont très répandus ; ils accompagnent partout l'horizon de marnes feuilletées à tuf de Bazna. D'autres calcaires dolomitiques apparaissent encore plus bas dans l'échelle stratigraphique. On les a rencontrés dans presque toutes les régions étudiées. Ils sont parfois lenticulaires et ne peuvent par conséquent pas servir de couches repères ; mais ils définissent d'une manière certaine le paquet de couches dans lequel ils sont intercalés.

Ayant fait l'analyse chimique d'un échantillon de calcaire dolomitique récolté par nous à Miheș, dans le synclinal au S de Sărmășel, M. Spacu, professeur à l'Université de Cluj, nous a communiqué le résultat suivant :

SiO_2	5.94%
CO	43,01%
CaO	29,68%
MgO	10,16%
Fe_2O_3	7,15%
Al_2O_3	2,84%
H_2O	0,86%
	99,64%

Nous connaissons aujourd'hui de semblables calcaires dolomitiques dans le Méditerranéen, à Grindeni sur l'Arieș, sous le tuf de Hădăreni, de même que dans plusieurs endroits sur la rive de l'Olt, entre Făgăraș-Crihalma. Nous n'en connaissons cependant pas dans le Pliocène. Le complexe de couches qui renferment des calcaires dolomitiques supérieurs varie en épaisseur, de 20 à 80 m. Des marnes, des sables et des grès à « tufs dacitiques supérieurs » suivent entre 40 et 180 m.

Les tufs dacitiques constituent l'élément stratigraphique le plus caractéristique de la Formation à gaz. On ne connaît, dans le Pliocène, que de très rares couches assez minces de tufs volcaniques (quelques centimètres à peine). Ils ont un aspect très particulier, ils sont blanchâtres, jaunâtres, parfois rougeâtres, un peu cireux, grossiers, facilement friables.

Les tufs de la Formation à gaz ont un tout autre aspect; ils sont ordinairement blancs rarement cendrés ou verdâtres lorsqu'ils sont frais, fins ou grossiers, gréseux, compacts. Quant à leur épaisseur, elle varie entre quelques centimètres et quelques mètres.

Bien que quelques-unes de ces couches de tufs aient un développement régional, elles ont un rôle important dans la stratigraphie des dépôts de la cuvette, généralement très pauvres en fossiles. C'est pour cette raison que dans la région où elles apparaissent, elles constituent une indication parfaite et leur affleurement — fût-il en couches minces — facilite la reconnaissance et l'identification des dépôts de la Formation à gaz. Les tufs peuvent avoir, en outre, le rôle de couches repères dans la détermination de la structure

Institutul Geologic al României

tectonique ; ils sont en effet faciles à reconnaître dans la succession monotone des sables et des marnes. Nous leur attribuons une importance toute particulière, car ils nous aident à établir l'épaisseur et la succession stratigraphique exacte des dépôts à l'intérieur de la cuvette. Dans les sondes d'exploration et d'exploitation les couches de tuf dacitique sont du plus grand intérêt pratique, car elles servent à établir la profondeur où il s'agit éventuellement de clôturer les eaux et à orienter les profils des sondes.

Les tufs dacitiques supérieurs apparaissent intercalés dans un complexe de couches allant jusqu'à 100 m d'épaisseur. Nous les avons rencontrés à Fărăgău, Ercea, Bozediu, Sabed, dans la région septentrionale de Tg. Mureș ; ils sont apparus de même, à des profondeurs diverses dans les sondes de Bazna.

A 300 m environ à partir de la limite du Pliocène, il y a une autre couche de tuf dacitique, visible à Oarba, sur la rive droite du Mureș. On l'appelle le « tuf dacitique de Oarba », qui est apparu constamment dans les sondes 7 et 10 de Bazna.

A environ 450 m au-dessous de la limite du Pliocène, soit à environ 300 m au-dessus de l'horizon du tuf de Sărmășel, on rencontre un important complexe de sables, qui contient un autre horizon de tuf dacitique, appelé le « tuf dacitique de Râciu ». Celui-ci correspond probablement, en tant que position stratigraphique, aux tufs constamment rencontrés à cette profondeur dans les sondes de Saroș.

Vient au-dessous un complexe de marnes compactes, de marnes sableuses et de sables fins. A environ 650 m, au-dessous du Pliocène et à 100 m au-dessus du tuf de Sărmășel, ces marnes contiennent quelques intercalations de calcaires dolomitiques, visibles à Sângeorgiul de Câmpie et à Dâmbu. Ils reposent sur un complexe de sables qui renferment, à leur partie supérieure, les calcaires dolomitiques de Miheș, à poissons et insectes et, à leur partie inférieure, le tuf dacitique de Balda.

A environ 750 m au-dessous du Pliocène, vient l'horizon des « tufs dacitiques de Sărmășel », que constituent 5 couches à intercalations de marnes, sur une épaisseur de 1,40 m ; ces couches tracent le contour du flanc ENE et SE de Sărmășel.

A environ 40—50 m plus bas apparaît une autre couche de tuf qui trace la limite du flanc WNW du dôme de Sărmășel. Ce tuf correspond au « tuf dacitique de Șincai ».

Ces deux tufs se trouvent interstratifiés dans un complexe de marnes de plus de 200 m d'épaisseur. On y trouve aussi une intercalation de gravier conglomératique de 2,50 m, à quelques mètres seulement sous le tuf de Șincai. Ce conglomérat apparaît dans le flanc E du dôme de Sărmășel, à une assez grande distance des rives de l'ancienne mer. Ses éléments sont mélangés à une masse argileuse, qui constitue la partie dominante de la roche. Dans

Institutul Geologic al României

la partie SE de la cuvette d'autres conglomérats sarmatiens ont un caractère analogue.

A notre avis, la Formation à gaz peut être divisée en deux parties égales : la moitié supérieure que constitue le complexe des couches reposant sur le complexe de marnes à tuf de Sărmășel et s'élevant jusqu'à l'horizon du tuf de Bazna et la moitié inférieure constituée par le complexe des couches faisant suite vers le bas aux marnes à tuf de Sărmășel. Nous avons au-dessous de l'horizon du tuf de Sărmășel, dans le dôme de Sărmășel, un complexe de couches d'environ 150 mètres d'épaisseur qui a été détruit par l'érosion. Ainsi, dans la zone centrale du dôme de Sărmășel, la moitié supérieure de la Formation à gaz fait complètement défaut ; elle a été démantelée sur une épaisseur d'environ 900 m.

La série inférieure de la Formation à gaz peut être observée sur le terrain dans la région WSW et NW de Sărmășel, où ces couches du synclinal bordant à l'W le dôme de Sărmășel s'élèvent à la surface.

Cette série de couches a été traversée par le sondage No. 26 de la Société Nationale de Gaz Méthane, en 1932. Avant l'exécution de ce forage, sous le régime hongrois, les sondes ont été creusées à l'aide du système hydraulique, parfois du canadien, et la manière de recueillir les échantillons de terrain par le courant direct de boue dans la sape, est arrivée à des profils tout à fait erronés et inutilisables. Les autres sondes de ladite société également forées à l'aide du système hydraulique, mais recueillant des échantillons de terrain par le courant de boue indirect a fourni de meilleurs profils, mais insuffisants pour la construction d'un profil normal et correct de profondeur. Cependant, avec l'introduction du système rotatif, par carottage continu jusqu'à 1050 m sous le tuf de Sărmășel, on a établi l'existence d'une alternance régulière de marnes bleues compactes, à bancs de sable, marnes sableuses à plaquettes de grès ; puis, quelques intercalations de tufs dacitiques dans la zone marneuse, de 470 à 510 m sous le tuf de Sărmășel, ensuite, un banc de tuf dacitique à 750 m, qui correspond au « tuf dacitique de Ghiriș », ainsi qu'une autre intercalation de tuf à 285 m sous le tuf de Ghiriș, qui correspond au « tuf dacitique de Hădăreni ».

D'une manière générale, le complexe de couches compris dans la Formation à gaz, depuis le contact avec le Pliocène jusqu'à la base, contient environ dix intercalations de tuf dacitique, qui ont un certain rôle stratigraphique ; entre elles, les intervalles sont occupés par des marnes, des sables, des grès et quelques calcaires dolomitiques. De toutes ces couches de tufs dacitiques le tuf dacitique de Bazna, le tuf dacitique de Sărmășel et le tuf dacitique de Ghiriș forment les horizons de repère les plus importants.

Institutul Geologic al României

4. CHANGEMENTS DE FACIÈS DANS LES DÉPÔTS DE LA FORMATION À GAZ

En dehors des changements de faciès observés dans le Pliocène inférieur, nous devons signaler des changements semblables dans la succession des couches miocènes de la Formation à gaz.

Bien que nous ayons remarqué une surprenante analogie entre certaines couches de tuf dacitique rencontrées au cours de nos recherches sur le terrain et certains tufs dacitiques trouvés dans les sondes de Bazna et de Saroș, on peut constater que les zones de marnes et de sables qui affleurent dans la région N de Mureș ne correspondent pas exactement aux zones rencontrées dans les sondes de Bazna-Saroș et de Copșa Mică. Nous signalons de même une différence dans la moitié inférieure de la Formation à gaz, à savoir, entre le profil carotté par la sonde No. 26 et les terrains visibles à la surface dans la région de Sărmășel. Nous connaissons ainsi à Legii, Chesău et Mociu, certains tufs dacitiques, qui n'ont pas été trouvés dans le sondage 26 de Sărmășel. Ces tufs sont très bien développés au NE de Legii, où ils sont exploités dans quelques carrières. Ils sont situés à 100 m environ au-dessus du tuf dacitique de Ghiriș. A cette profondeur, le sondage 26 de Sărmășel a rencontré l'horizon VIII de gaz, horizon formé en grande partie de marnes sableuses, mais sans aucune trace de tuf dacitique. Ce qui prouve que le tuf de Legii-Chesău n'a qu'un développement local.

Nous remarquons un autre changement de faciès dans les couches situées sous le tuf dacitique de Ghiriș.

L'étude des affleurements nous met en présence de sables grossiers, compacts, clairs, situés immédiatement au-dessous du tuf de Ghiriș, visibles au N de Galian, au S de Sucutard et dans la région du village Lacu, où des eaux salées et iodées jaillissent de ces sables. Dans le sondage 26 de Sărmășel, ces sables sont très marneux, et correspondent à l'horizon IX de gaz. Plus au S dans la rive de l'Arieș, ces sables font défaut. A cet endroit on peut voir, sous le tuf de Ghiriș, un complexe de marnes compactes aux rares et très minces intercalations de couches sableuses.

Il est évident qu'en outre ces modifications de faciès, le nombre et l'épaisseur des horizons de sables peuvent varier d'un champs à l'autre et peuvent se transformer par endroits en marnes sableuses ou en marnes compactes. Le nombre, l'épaisseur et l'aspect des couches de tufs dacitiques peuvent également varier d'un point à l'autre de la cuvette, certaines couches minces de tufs, sans importance stratigraphique sur certains points, pouvant devenir très importantes dans d'autres régions.

5. FOSSILES DANS LES COUCHES DE LA FORMATION À GAZ

Les fossiles qui pourraient indiquer l'âge des dépôts sont extrêmement rares dans la Formation à gaz à l'intérieur de la cuvette. Les sables grossiers

Institutul Geologic al României

ainsi que les conglomérats marneux de la moitié supérieure de la formation, rencontrés sur la bordure NE et SE, sont très riches en fossiles.

Les plus importantes formes de fossiles que nous avons rencontrées dans la partie SE de la cuvette sont :

Cerithium pictum BAST.
Cerithium disjunctum SOW.
Cerithium rubiginosum EICHW.
Tapes gregaria PARTSCH.
Cardium obsoletum EICHW.
Cardium Fittoni d'ORB.
Cardium vindobonense HÖRN.
Mactra podolica EICHW.
Mactra variabilis SINZ.
Ervilia podolica EICHW.
Buccinum duplicatum.
Trochus sp.
Hydrobia sp.
Modiola sp.

J'ai récolté en collaboration avec M. CIUPAGEA, de nombreux fossiles appartenant à ces espèces dans la région Câmpul Bunești et Cristur, notamment à Feleag, Archita, Bunești, Roadăș, Criț, Fișer et au N de Daia.

Ces espèces apparaissent aussi dans les premières couches conglomératiques situées sous les sables grossiers à Congéries, à la base du Pliocène (par ex. au N de Daia, Saschiz, Feleag). Nous avons déjà montré qu'à l'intérieur de la cuvette, les sables situés sous l'horizon des marnes feuilletées à tuf de Bazna, contiennent également ces espèces, mais qu'elles y sont bien plus rares.

En ce qui concerne les couches situées plus bas, sous les tufs supérieurs, nous avons pu nous rendre compte du fait, que les calcaires dolomitiques supérieurs et moyens de Miheș, contiennent des squelettes de Poissons ainsi que des Insectes ; quant aux sables à tuf de Balda ils offrent des fragments très friables de fossiles, parmi lesquels nous avons reconnu, en 1928, d'accord avec M. ERNI, un *Cardium obsoletum.* C'est dans ce même tuf dacitique que J. SZÁDECZKY mentionne *Cerithium pictum* et *Cardium obsoletum* (12).

C'est encore ensemble avec M. ERNI que nous avons trouvé dans le gravier à stratification torrentielle du flanc E du dôme de Sărmășel, quelques fossiles rappelant *Mactra* ou *Ervilia.* ST. GAAL (10) a trouvé dans les mêmes graviers, à Pogăceaua, les formes suivantes : *Potamides picta* var. *mitralis*, *Prososthenia* sp., *Mactra* gen. et sp., et à Șincai, dans un horizon supérieur, *Cardium obsoletum.*

Dans le flanc N du dôme de Sărmășel, les sables contiennent de menus fragments de *Lamellibranches.*

Institutul Geologic al României

Dans la moitié inférieure de la Formation à gaz, c'est-à-dire dans les terrains traversés par les sondages de Sărmășel, on n'a rencontré que peu de fossiles.

K. PAPP (13) signale, dans la sonde No. 1 de Sărmaș, à une profondeur de 482 m la présence de *Mactra triangula* REN.

Dans les sables appartenant à l'horizon IV de gaz, à 420 m au-dessous de l'horizon du tuf de Sărmășel, nous avons trouvé quelques Lamellibranches, parmi lesquels on peut reconnaître: *Ervilia* et *Syndesmia*. Dans les terrains situés sous l'horizon IV de gaz de la région Sărmășel, nous avons rencontré des Foraminifères et seulement quelques rares formes de Lamellibranches à l'état embryonnaire pourvues de coquilles extrêmement minces, ou simplement moulées. On y trouve aussi, outre des opercules de Gastropodes, des otolithes, des dents et des écailles de Poissons, des coprolithes et des Ostracodes.

6. LA LIMITE ENTRE LE SARMATIEN ET LE MÉDITERRANÉEN

D'après la bibliographie c'est une couche épaisse de tuf dacitique, dénommée « tuf dacitique de Ghiriș », qui constitue la limite entre le Sarmatien et le Méditerranéen.

Nous avons suivi ce tuf dans la partie WNW de la cuvette, jusqu'au N de Strugureni (Veresegyhàza). Nous avons pu y constater que cette couche de tuf dacitique varie en épaisseur ; elle atteint environ 12 m au S, à Cianul Mare, se réduisant à 2,50—3,00 m vers le N entre Lacu et Sucutard. Cependant, pour la bonne raison qu'elle peut être suivie sur le terrain, sur une grande distance, cette couche de tuf dacitique constitue un horizon repère de tout premier ordre. Nous avons suivi cet horizon de tuf dacitique dans la partie WNW de la cuvette, sur une étendue de plus de 150 km.

En ce qui concerne la partie SE de la cuvette, les cartes géologiques indiquent des terrains méditerranéens sur une étendue assez importante. D'après les observations que nous avons pu y faire, quelques tufs dacitiques ayant servi à cette délimitation se trouvent intercalés dans les terrains à fossiles sarmatiens, tels que les tufs de Moha, Șoarș, Rodbav, situés à la partie supérieure du Sarmatien.

Nous avons cependant rencontré un tuf dacitique très épais [1]), ayant un aspect typique de tuf méditerranéen qui peut être suivi sur le versant W de la Valea Homorodului Mare, entre Sânpetru, Cața et Homorod. Dans cette région M. I. VITALIS (15) signale deux horizons de tuf dacitique :

[1]) Nous lui avons donné le nom de « tuf dacitique de Cața », localité où M. MRAZEC a eu également l'occasion de le voir sous une belle largeur, lors d'une excursion faite ensemble.

Institutul Geologic al României

un horizon inférieur, d'environ 20 m d'épaisseur et un horizon plus mince, à 60 m environ au-dessus. L'horizon inférieur se trouve situé à la base du Sarmatien.

En étudiant la région qui s'étend au N de Făgăraș, nous avons rencontré, étant accompagné par M. CIUPAGEA, un horizon repère assez important, consistant en une couche de tuf dacitique de 20 m d'épaisseur. L'aspect de ce tuf est tout à fait particulier et caractéristique ; il est gréseux, grossier ; il se débite en fragments irréguliers, anguleux, comme un grès dur. Ce tuf dacitique important pour l'étude stratigraphique de cette région, a été considéré par nous comme limite inférieure du Sarmatien. Il apparaît au N des villages Sona, Hălmeag, Crihalma, ainsi qu'au S de Stena. Il apparaît aussi dans la vallée Römerweiden, au N de Rupea. Il reste à établir les relations qui existent entre ces affleurements; ceux-ci correspondent probablement à l'horizon inférieur de M. I. VITĂLIS de la Valea Homorodul Mare.

Ainsi, la limite entre le Sarmatien et les terrains méditerranéens, dans la partie SE de la cuvette, correspond à une ligne unissant les points marqués par des affleurements plus importants de cet horizon de tuf dacitique. Il s'ensuit que le tuf dacitique des Ghiriș se trouve à la limite entre le Samartien et le Méditerranéen, dans la région WNW de la cuvette tandis que dans la région SE nous pouvons considérer cette limite comme marquée par le tuf dacitique de Cața. Ces deux tufs affleurent, l'un en partant du synclinal WNW de Zăul et de Șarmășel, synclinal qui se confond à cet endroit avec le synclinal occidental de protection qui sépare la partie interne productive de la cuvette, de la zone occidentale à plis diapirs ; tandis que le tuf dacitique de Cața s'élève en partant du synclinal qui délimite au S les plaines de Daia et Budești et protège la partie productive sud-orientale de la cuvette par rapport à la zone méditerranéenne qui affleure en se dirigeant vers les Monts Perșani.

La limite indiquée par ces deux tufs dacitiques n'est cependent que conventionnelle.

Le sondage No. 26, a révélé l'existence au-dessous du tuf dacitique de Ghiriș, du plus puissant horizon de gaz du dôme de Sărmășel.Cet horizon a une épaisseur de 60 m, la pression du gaz allant jusqu'à 70 atmosphères. Ce fait prouve péremptoirement que le tuf dacitique de Ghiriș ne se trouve pas à la base de la Formation à gaz. On a cependant rencontré dans ce sondage, à 810 m sous le tuf de Sărmășel, un complexe marneux d'environ 250 m d'épaisseur. Ces marnes sont visibles sur la rive gauche de l'Arieș entre Câmpia Turzii et Turda. On y voit un complexe très épais de marnes compactes cendrées, en certains endroits stratifiées. Ces marnes alternent avec des couches minces de sables ou de petites plaques de grès. Dans ce complexe marneux s'intercalent 8 bancs plus importants de tuf dacitique d'une grosseur qui varie entre 4 et 9 mètres. A la partie supérieure de ce complexe marneux il y a l'horizon du tuf dacitique de Ghiriș.

Institutul Geologic al României

Les fossiles sont extrêmement rares dans ces marnes. Juste au-dessus du tuf dacitique de Ghiriș nous avons trouvé à Câmpia Turzii et à Suat: *Syndesmia* sp. et *Ostracoda*. Au S de Cacova, ce complexe de marnes contient:

Cadita gibba OLIVÉ.
Ervilia pusilla PHIL.
Thracia ventricosa PHIL.
Corbula gibba OLIVÉ.
Venus sp.
Pecten cristatus BRONN.

Ce complexe de marnes correspond à l'horizon appelé par A. KOCH (1) «couches de Câmpie» c'est-à-dire à l'Helvétien. L'éppaisseur de ces marnes helvétiennes comprises entre l'horizon du tuf dacitique de Ghiriș et le tuf dacitique de Dej, situé à la base du I-er étage méditerranéen, est d'environ 2000 mètres.

La sonde d'exploration No. 1 de Pogăceaua appartenant à la Société roumaine de gaz méthane a pénétré jusqu'à 1500 m environ dans ces marnes sans avoir rencontré des couches poreuses suffisamment épaisses.

En résumé, la Formation à gaz de la Cuvette transylvaine comprend le complexe de sédiments, situé entre l'horizon des marnes schisteuses et l'horizon du tuf dacitique de Bazna à la limite du Pliocène, et le complexe très épais de marnes helvétiennes qui est à sa base.

7. LA ROCHE-MAGASIN ET LE GISEMENT À GAZ

L'introduction du forage rotatif dans les exploitations de gaz et le carottage continu, nous ont amené à la connaissance précise de la roche de gisement du gaz méthane. Cette roche est constituée, dans son ensemble, par des sables, des grès et des marnes sableuses.

Ces sables montrent un grain fin, parfois très fin, ils sont micacés, faiblement liés à des matières marno-argileuses. D'autre fois ils consistent en grains de quartz mélangés à des grains d'autres minéraux dont quelques-uns ont jusqu'à 3—4 mm de diamètre. Le plus souvent le ciment, assez fin, qui les lie est de nature tufacée, ce qui donne au sable un aspect blanchâtre. Les grès sont toujours fins, très micacés, disposés en bancs compacts ou en plaquettes minces à structure courbicorticale. Leur ciment est calcaire, parfois siliceux. Les marnes sont finement sableuses, d'ordinaire très riches en restes charbonneux de plantes. On rencontre parfois, dans les sables et les grès à restes charbonneux, de nombreux feuillets minces de lignite noir.

Le gaz méthane du Bassin transylvain imprègne toutes ces roches poreuses. Il s'accumule de préférence dans des formes tectoniques déterminées, dômes brachyanticlinaux. Celles-ci forment par endroits une unité tectonique comme par exemple les dômes de Bazna, Șaroș, Boian-Cetatea de Baltă.

Institutul Geologic al României

Ici, sur une voûte principale d'environ 700 km², entourée d'une zone synclinale large et profonde, prennent naissance ces trois dômes (7, 8). Les autres dômes se présentent sous la forme d'un seul dôme large, régulier, circulaire ou allongé. Il existe même, en certains endroits, une relation tectonique entre les dômes individuels et les groupes de dômes.

En général, les flancs des dômes sont assymétriques. On rencontre des inclinaisons plus grandes sur les flancs WSW où les synclinales sont plus étroites et de moindre profondeur. On n'a rencontré des quantités exploitables de gaz, que dans les dômes dont les flancs sont fermés, légèrement inclinés, formant à l'intérieur une large voûte, entourée de zones synclinales assez profondes ; de plus il est nécessaire, que les couches de la Formation à gaz se soient conservées sur une épaisseur suffisante et qu'elles soient recouvertes par une couche de marnes compactes protectrices.

Les plis ne remplissent pas tous les mêmes conditions ; dans certains cas, le pli ne se ferme pas, dans d'autres, ils sont fermés, mais érodés ; de cette manière le contenu primitif de gaz a pu se dégager.

L'érosion est, naturellement, en étroite relation avec la situation tectonique dans la cuvette. Cette érosion a été plus profonde dans la région N et SE où la cuvette est tectoniquement plus élevée ; au contraire dans la région centrale, le plateau des Târnava, l'érosion a été bien moindre (fig. 2). Ici on trouve l'axe de profondeur de la cuvette dirigée WSW-ENE. Il s'ensuit qu'au N et au SE l'érosion plus intense a décapé les couches de la Formation à gaz jusqu'à leur base, par exemple à Sucutard, Strugureni et entre Halmeag et Rupea.

Au N de Mureș, dans les champs de Sărmășel, Zaul et Șincai, les données stratigraphiques, montrent que cette érosion a enlevé la partie supérieure de la formation sur une épaisseur d'environ 900 m, tandis que dans le plateau des Târnava le niveau de l'érosion bien plus bas est compris entre 100 et 450 m, comme à Bazna, Boian, Saroș, Daia.

Il y a cependant des champs comme ceux de Copsa Mică, Nadeș, Roua, Finitelnic, Mercurea Nirajului où la Formation à gaz a été conservée sur toute son épaisseur, les dômes étant recouverts d'une couche pliocène protectrice.

Généralement, des résultats fournis par les sondages exécutés jusqu'à ce jour ont démontré que dans les dômes fermés, de l'intérieur de la cuvette, en de bonnes conditions d'accumulation et de conservation, tous les complexes des couches poreuses que l'érosion a laissées intactes, du tuf dacitique de Bazna au tuf dacitique de Ghiriș, constituent des horizons exploitables pour les gaz.

Le profil synthétique ci-joint indique les horizons à gaz connus jusqu'à ce jour dans les divers champs actuellement en exploitation, ou en exploration (fig. 3). Ce profil que nous avons établi en automne 1932 sous la direction de M. Mrazec a été combiné de manière à faire ressortir la succession

Institutul Geologic al României

stratigraphique des dépôts de la Formation à gaz ainsi que la position des horizons gazéifères des champs actuellement connus ; l'ensemble est rapporté à la limite du Pliocène et du Miocène, respectivement à l'horizon du

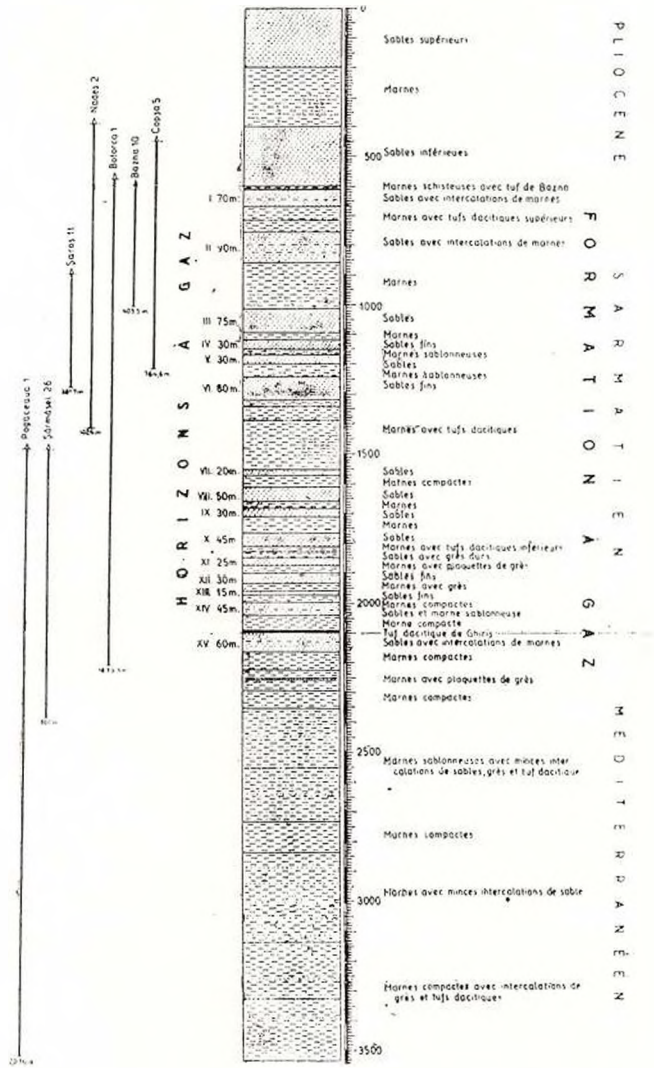


Fig. 2. — Position stratigraphique des sondes de différents champs, avec les horizons de gaz connus.

tuf dacitique de Bazna. Il indique que la partie supérieure de la Formation à gaz est ouverte et qu'elle est exploitée au moyen des sondes établies dans les champs de Copșa Mică, Bazna, Nadeș, Saroș. Dans ces champs et jusqu'à

Institutul Geologic al României

une profondeur d'environ 800 m, la Formation à gaz contient six horizons à gaz dont les pressions varient entre 16 et 100 atmosphères.

La partie inférieure, depuis 900 jusqu'à 1550 m, a été ouverte au moyen des sondes de Sărmăşel, notamment au moyen de la sonde No. 26. Elle contient deux horizons à gaz, dont les pressions varient de 8 à 70 atmosphères.

Ces horizons de gaz sont séparés par des paquets de marnes plus ou moins compacts. Ils se succèdent normalement et leur pression croît avec la profondeur d'environ 10 à 15 atmosphères tous les cent mètres.

Au point de vue lithologique, on peut observer qu'à mesure que l'on s'abaisse dans le profil stratigraphique de la Formation à gaz, les marnes prédominent et les intercalations gréseuses deviennent de plus en plus minces et de porosité moindre.

La grande quantité de restes de plantes incarbonisées est remarquable. Ce sont quelquefois des couches minces de lignite qui sont renfermées dans les dépôts de la Formation à gaz. Souvent dans les carottes de sonde fraîches, on trouve des bandes de marnes noirâtres, sapropéliques de quelques millimètres d'épaisseur, et ayant une forte odeur caractéristique de gaz.

Tout cela nous autorise à supposer que le complexe très épais de marnes helvétiennes réunit toutes les caractéristiques d'une roche mère du gaz méthane; celui-ci imprègne toutes les roches poreuses superposées et forme la succession régulière des horizons exploitables sur une épaisseur de plus de 1500 mètres.

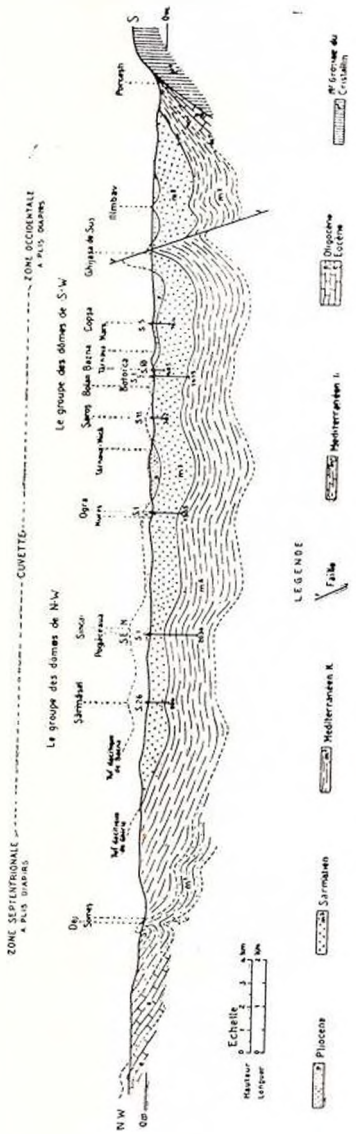


Fig. 3. — Coupe schématique montrant l'allure tectonique du Néogène dans la Cuvette transylvaine

8. LES RÉSERVES POSSIBLES EN GAZ

Au cours des premières années qui ont suivi la découverte du gaz méthane, dans la Cuvette transylvaine, il y eut deux évaluations des dites réserves.

Institutul Geologic al României

Une évaluation plutôt pessimiste, est due à des géologues hongrois (K. Papp). A leur avis, les sondes s'épuiseront en quelques années ; quant à la production des sondes futures, elle serait — selon eux — aléatoire. Ils ont évalué une réserve totale, sur toute la superficie du Bassin, à 17 milliards de mètres cubes (15). Les experts américains, Fr. G. Clapp et Alten S. Miller (18), se sont montrés plus optimistes. En combinant certaines données, constatées et notées à la sonde No. 2 de Sărmăşel, ils ont calculé 140 millions de mètres cubes sur une superficie de 1 km² ; en estimant à 515,5 km² toute la superficie productive du Bassin, ils sont arrivés à une réserve totale de 72 milliards de mètres cubes. Quant au dôme de Sărmăşel, dont la superficie productive est, de l'avis de Fr. G. Clapp, de 15,5 km², les experts américains ont évalué à 2.149 millions de mètres cubes la reserve totale de cette région.

Afin d'avoir une idée aussi fidèle que possible de la quantité de gaz accumulée dans un dôme, il est nécessaire de connaître : la surface productive, l'épaisseur des couches de la Formation à gaz épargnée par l'érosion, le nombre des horizons à gaz, leur épaisseur, les pressions de gisement et la porosité de la roche-magasin.

Les surfaces productives, pour chaque champ et pour chaque horizon ne peuvent être déterminées qu'à l'aide des sondages d'exploration.

Comme nous l'avons indiqué, dans la région de la Plaine transylvaine, au N de Mureş, la Formation à gaz a une épaisseur d'environ 1500 m. Si cette épaisseur était constante sur toute l'étendue de la cuvette productive et si nous tenions compte du degré variable de l'érosion dans les divers endroits de la cuvette, l'épaisseur approximative de la Formation à gaz, dans les principaux champs, serait la suivante :

Sărmăşel à F. G.	660 m
Şincai	660 »
Zaul	660 »
Saroş	1.250 »
Bazna	1.250 »
Copşa Mică	1.500 »
Daia	1.000 »
Boian-Cetatea de Baltă	1.200 »
Nadeş à F. G.	1.500 »
Cristur	1.000 »
Buneşti	1.000 »
Roua	1.500 »
Noul Săsesc	1.500 »
Finitelnic	1.500 »

En ce qui concerne le nombre des horizons à gaz, nous avons déjà dit qu'il peut varier d'un champ à l'autre, d'après la nature, marneuse ou sableuse du terrain. L'épaisseur des horizons, les pressions de gisements et la porosité de la roche-magasin peuvent également varier. Cependant, grâce aux données

Institutul Geologic al României

obtenues jusqu'à ce jour, nous avons la possibilité de faire une évaluation générale des réserves de gaz renfermées dans le champ de Sărmășel.

L'horizon IV de gaz de ce champ peut nous servir d'orientation. La superficie productive de cet horizon a été de 22 km², son épaisseur de 40 m et la pression initiale de 35 atmosphères. Jusqu'à ce jour l'horizon IV de gaz de Sărmășel a fourni une quantité de 2.300 millions de mètres cubes.

Si nous tenons compte de la pression initiale de cet horizon, réduite depuis 1908 jusqu'à ce jour à 17,5 atmosphères, donc de 50%, la quantité initiale de gaz comprise dans cet horizon a été approximativement le double de la quantité débitée jusqu'à présent. Mais étant donné qu'un horizon de gaz ne peut être exploité que jusqu'à une certaine pression, lorsque les eaux de gisement affluent, nous pouvons estimer à environ 3 milliards de mètres cubes la richesse en gaz de l'horizon IV de Sărmășel.

Si nous ajoutons à ce chiffre les quantités de gaz des 5 autres horizons connus jusqu'à ce jour, dont l'épaisseur totale est de 100 m, montrant des pressions comprises entre 50 et 70 atmosphères, si nous admettons que la surface productive de ces horizons est pareille à celle de l'horizon IV et que l'imprégnation en gaz de la roche-magasin est la même, nous pouvons considérer alors, avec une approximation suffisante, que la réserve initiale de gaz dans le champ de Sărmășel, s'élève à 10 milliards de mètres cubes.

Par conséquent, dans un champ où la Formation à gaz a été conservée sur toute son épaisseur de 1.500 m, la réserve possible de gaz devra être de beaucoup supérieure au double de la réserve initiale de Sărmășel. Ainsi, dans les champs du plateau des Târnava, où la Formation à gaz a été plus épargnée par l'érosion, comme à Saroș, Bazna, Cetatea de Baltă, ou bien là où elle est restée intacte comme à Copșa Mică, Noul Săsesc, etc., les réserves de gaz doivent monter à deux ou trois cents milliards de mètres cubes. Il faut compter que toutes ces données servent seulement d'orientation au sujet de l'immense richesse en gaz de la Cuvette transylvaine.

9. LES EAUX SALÉES DANS LES GISEMENTS DE GAZ

Les gaz emmagasinés dans les roches poreuses de la Formation à gaz sont accompagnés d'importantes quantités d'eaux salées. Ces eaux apparaissent depuis l'extrémité supérieure de la formation jusqu'à sa base.

Grâce au fait que l'érosion a décapé parfois assez profondément la Formation à gaz, les eaux salées de gisement jaillissent en certains endroits à la surface sous forme de sources, de salses, ou bien elles se manifestent sous forme de salants. On rencontre dans les vallées et dans les ruisseaux, à l'intérieur de la cuvette, de nombreuses sources ou des puits contenant de ces eaux

Institutul Geologic al României

salées. Les géologues de la commission de H. v. BÖCKH les considéraient comme étant en relation directe avec les argiles salées méditerranéennes.

TABLEAU I

Analyse d'eaux salées provenant de puits ou de sources naturelles de la Cuvette transylvaine

No. crt.	Localité	Quantitatif			Qualitatif		Analyse faite par Prof. Dr. G. SPACU
		Résidu fixe *) gr/litre	NaCl gr/litre	Cl gr/litre	IBr	Sulfates	
1	Aţinţiş Dép. de Alba	46.09	43.07	26.12	traces	traces	7/VIII, 1928
2	Bozediu Dép. de Mureş	26.1045	24.5309	14.8775	très peu	très peu	18/XI, 1930
3	Lacu Dép. de Someş	28.653	27.60	17.187	traces	»	31/XII, 1928
4	Sânger Dép. de Turda	14.97	14.08	8.54	»	traces	31/XII, 1928
5	Budeşti Dép. de Cluj	29.3700	28.20	17.1031	»	»	17/II, 1928
6	Cristur Dép. d'Odorhei	65.7895	60.2230	36.9925	»	»	IX, 1929
7	Mercurea Dép. d'Alba	23.2600	21.0230	13.0230	peu	peu	18/XII, 1930

*) La faible concentration vient du fait que les eaux des sources ou des puits sont mêlées aux eaux d'infiltration.

TABLEAU II

Analyse d'eaux salées provenant des sondes de Sărmăşel [1])

No. crt.	Sărmăşel	Profondeur m	Horizon	Quantitatif			Qualitatif		Date de la prise des échantillons Analysé par Prof. Dr. G. SPACU
				Rés. fixe gr/litre	Cl gr/litre	NaCl gr/litre	IBr	Sulfates	
1	Sonde 16	20	superf.	73.24	41.81	60.68	traces	—	27/VII, 1932
2	» 26	83	I	106.78	62.18	90.13	»	—	19/VII, 1932
3	» 7	228	III	69.97	39.86	58.30	»	traces	26/VII, 1927
4	» 21	325	IV	84.71	52.22	74.26	»	»	25/V, 1928
5	» 23	351	IV	87.03	43.44	74.92	»	»	5/II, 1928
6	» 23	462	V	89.76	53.60	77.14	»	»	14/IV, 1931
7	» 23	462	V	99.53	54.62	78.07	»	»	19/VII, 1932
8	» Bazna	bains		37.15		35.04			Prof. HANKO 1903
9	» »	»		40.39		37.28			» » »
10	» »	»		41.43		37.12			» FOLBERTH 1855

[1]) Les données sur les eaux provenant des N-os 8 à 10 sont citées d'après le travail de M. O. PHLEPS.

Institutul Geologic al României

En raison de cette supposition, les endroits à sources salées, à salants, ou bien montrant de simples efflorescences de sulfates étaient considérés comme des indices de la présence du Méditerranéen ou du sel, et c'est en utilisant ces points qu'ont été tracés la plupart des axes des plis anticlinaux.

Il existe d'après S. FISCHER (18) environ 248 sources d'eaux salées dans le Bassin transylvain. Parmi elles, il y en a 56 environ situées à l'intérieur de la cuvette, qui contiennent de l'iode et du brome.

Au cours de nos recherches sur le terrain nous avons recueilli plusieurs échantillons de ces eaux ; le tableau I contient l'analyse sommaire de quelques-unes d'entre elles. Bien que leur concentration soit relativement réduite, l'analyse qualitative indique toutefois la présence constante de traces d'iode et de brome.

Par conséquent, il est évident que les apparitions d'eaux salées-iodées à l'intérieur de la cuvette ne résultent pas de la dissolution du sel renfermé dans les argiles salées. Ces eaux n'indiquent pas l'existence d'un gisement de sel ; elles proviennent des eaux de gisement, des eaux fossiles renfermées dans les horizons de gaz. Ce fait est d'ailleurs confirmé par la situation géologique des couches dont elles proviennent.

Le tableau II contient quelques analyses d'eaux provenant des sondes de Sărmășel, échantillons recueillis dans des conditions favorables aux analyses. Ces eaux proviennent de la moitié inférieure de la Formation à gaz. Elles contiennent environ 60—90 gr. % de chlorure de sodium, des traces constantes d'iode et de brome ; par contre on n'y observe que des traces infimes, peut-être même le manque absolu de sulfates.

Si on les compare aux eaux de la moitié supérieure de la Formation à gaz, à celles de Bazna p. ex. on y constate une concentration un peu plus forte. Ce phénomène fait supposer que la salinité des eaux fossiles salées du gisement de gaz croît avec la profondeur.

Nous remarquons généralement que les eaux salées de la Formation à gaz dans la cuvette ont une concentration beaucoup plus faible que les eaux provenant des gisements pétrolifères ; la concentration de celles-ci s'élève jusqu'à 150—200 gr. $^0/_{00}$ ClNa, qui est la substance fixe principale. C'est une preuve de plus que le milieu dans lequel ont été déposés les sédiments de la Formation à gaz, était moins salin.

10. LA TEMPÉRATURE DU SOUS-SOL DANS LA CUVETTE TRANSYLVAINE

Les premières estimations de la température dans les sondages de la Cuvette transylvaine ont été faites dans la sonde No. 1 à Sarmaș, en 1908. En partant de ces mesurages K. PAPP a établi, à 36 m, le gradient géothermique pour le sous-sol de la cuvette. Il arrive à la conclusion que, dans la Cuvette transylvaine, la température du sous-sol est relativement peu élevée ; fait

Institutul Geologic al României

que la présence de gisements de gaz méthane suffirait d'après lui à expliquer (14).

Nous avons également effectué quelques mesurages de température à Sărmășel, dans le sondage No. 26, à l'aide d'un géothermomètre spécial. On a obtenu ; à 463 m, dans des marnes compactes 18,7° C, à 895 m dans des marnes de base 43,7° C. Lors du premier essai, le géothermomètre n'a été laissé dans le puits que pendant 6 heures ; lors du second essai on l'y a laissé pendant 8 heures. Le résultat obtenu par le second mesurage est par conséquent plus digne de foi.

Si de 895 m, on déduit les 20 m de la zone neutre de surface et si des 43,7° C on déduit la température moyenne annuelle de Sărmășel, qui en 1929, 1930 et 1931 marquait 8,6° C, le gradient géothermique du sous-sol de la Cuvette transylvaine peut être évalué à 24,9 m. Ce gradient géothermique est supérieur par conséquent à celui qu'établit K. Papp ; il est en même temps supérieur à la valeur de 33 m, admise comme moyenne pour chaque degré de temperature en profondeur.

CONCLUSIONS

L'étude stratigraphique détaillée des dépôts de l'intérieur de la Cuvette transylvaine conduit à des résultats, somme toute assez importants.

1. On a établi ainsi le complexe de sédiments qui avec quelques variations de faciès, constituent le Pliocène de la cuvette. A l'aide de l'horizon du tuf dacitique de Bazna, on a établi la limite du Pliocène et du Miocène, qui constitue en même temps la limite supérieure de la Formation à gaz. On a constaté que cet horizon a un développement considérable, qu'il s'étend de l'Olt jusqu'aux environs de Reghin.

2. On a établi la stratigraphie exacte des dépôts qui constituent la Formation à gaz et le nombre des intercalations plus importantes de tufs dacitiques. Ceci rend plus facile le parallélisme et la classification des divers complexes géologiques et permet en même temps de connaître le développement du niveau d'érosion qui recoupe le relief tectonique dans une bonne partie de la cuvette ; ce fait montre dans quelles conditions on peut arriver à conserver les dépôts de la Formation à gaz dans les champs connus.

3. On a constaté aussi l'épaisseur impressionnante et non soupçonnée de la Formation à gaz, qui est d'environ 1500 m. Dans cette épaisseur, chaque complexe sableux est imprégné de gaz accompagnés d'importantes quantités d'eaux salées-iodées et que, dans des conditions d'accumulation et de conservation favorables, chaque complexe de sable peut constituer un horizon exploitable de gaz.

4. La limite conventionnelle, mais déjà satisfaisante entre le Sarmatien et le Méditerranéen a été établie, dans le NW de la Cuvette, à l'aide de

Institutul Geologic al României

l'horizon à tuf dacitique de Ghiriș, dans le SE à l'aide de l'horizon à tuf dacitique de Cața.

5. On a déterminé le développement des synclinaux de protection dans les parties W, N et SE de la cuvette. Ces synclinaux circonscrivent la partie productive de la cuvette en empêchant l'affleurement du Méditerranéen dans la zone des plis diapirs. Il s'agit d'un fait très important, car l'apparition de ce Méditerranéen impliquerait une dégazéification, et en particulier une destruction du gisement à gaz.

6. On a confirmé l'existence du grand synclinal de Dumbrăveni, qui divise la cuvette en deux parties bien distinctes.

7. A l'aide des sondages exécutés jusqu'à ce jour, on est arrivé à connaître le nombre des horizons à gaz, leur épaisseur, leurs pressions et à évaluer leurs réserves possibles en gaz dans le champ de Sărmășel. Ce fait permet d'avoir aujourd'hui une idée beaucoup plus claire de l'immense richesse en gaz de la Cuvette transylvaine.

En ce qui concerne les problèmes qui restent à étudier il faudra établir des profils-type pour les divers champs de gaz et leur comparaison. Il faudra entreprendre ensuite l'étude détaillée de la zone des plis diapirs et la stratigraphie exacte du sédimentaire de la cuvette, ce qui permettra de comparer le Pliocène et le Sarmatien — éventuellement le Méditerranéen — du bassin, avec les étages correspondants des régions extracarpatiques.

Reçu : Juillet 1933.

Institutul Geologic al României

BIBLIOGRAPHIE

1. ANTON KOCH. Die Tertiärbildungen des Beckens der siebenbürgischen Landsteile. 1900.
2. Rapport sur les résultats des explorations de gaz méthane dans le Bassin de Transylvanie. Publié par le Ministère des Finances hongrois. Budapest, 1913.
3. HUGO V. BÖCKH. Rapport abrégé sur les résultats des recherches géologiques des années 1911—1912, en ce qui concerne l'existence du gaz naturel dans le Bassin de Transylvanie. Publ. par le Ministère des Finances hongrois, 1913.
4. L. MRAZEC et E. JEKELIUS. Aperçu sur la structure du bassin néogène de Transylvanie et sur ses gisements de gaz. *Guide des Excursions, Association pour l'avancement de la géologie des Carpathes.* Bucureşti 1927.
5. E. JEKELIUS. Die Molluskenfauna der Dazischen Stufe des Beckens von Braşov. *Mem. Inst. Geol. Rom.*, II. Bucureşti, 1932.
6. D. T. CIUPAGEA. Nouvelles donnés sur la structure du Bassin transylvain. *Bull. Soc. Roum. de Géologie.* vol. II. 1935. pag. 114—145.
7. — Sur la structure des champs gazéiferes de Transylvanie. Congr. Intern. des Mines et de la Géologie appliquée. Paris 1935. pag. 485—490.
8. L. ROTH V. TELEGD. Geologischer Bau des siebenbürgischen Beckens in der Umgebung von Balazsfalva (Blaj). *Jahresb. d. k. ung. geol. A. f. 1906.*
9. O. PHLEPS. Geologische Beobachtungen über die im Becken Siebenbürgens beobachteten Vorkommen, Naturgasen mit besonderer Berücksichtigung der Möglichkeit des damit in Beziehung stehenden Petroleumvorkommen. Braşov, 1906.
10. GAAL STEFAN. Die stratigraphische und tektonischen Verhältnisse des siebenbürgischen Beckens. Koch Gedenkbuch. Budapest, 1912.
11. AUG. VANCEA. Observations géologiques dans la région de Sud-Ouest de la Plaine transylvaine (Câmpia ardeleană). Sibiu, 1929.
12. I. SZADECZKY. Rapport sur les recherches géologiques de l'année 1912. Publ. en hongrois par le Ministère des Finances de Budapest, 1913, pag. 197—221.
13. K. PAPP. Source de méthane à Kissarmas (Sărmăşel). *Földt. Közl.* XL, 1910, fasc. 5—6, pag. 387.
14. — Annexe à la version hongroise de la Géologie générale de Fr. Schaffer, Budapest, 1919, pag. 672.
15. I. VITALIS. Données sur la structure géologique de la partie sud-est du Bassin de Transylvanie. Publié en hongrois par le Ministère des Finances de Budapest, 1912, pag. 223—228.
16. C. I. MOTAŞ, E. GUMAN, A. ERNI. Etude sur les gisements de gaz naturel de Transylvanie. Bucureşti, 1929, pag. 14.
17. ALTEN I. MILLER. Report... Budapest, 1913.
18. S. FISCHER. Die Salzquellen Ungarns. *Földt. közl.* XVII. Band, 1887, 9—11. Heft, pag. 479.

Institutul Geologic al României

LES LIMNOCARDIIDÉS DE QUELQUES GISEMENTS DU SARMATIEN ROUMAIN

PAR

M-ELLE S. GILLET

SOMMAIRE

	Page
Paléogéographie	324
Paléontologie	324
I. Définition du genre Limnocardium Stoliczka	325
II. Origine et habitat du genre Limnocardium	325
III. Développement des Limnocardiidés au Sarmatien	326
Stratigraphie	328
I. Précarpates	328
II. Plateau Moldave	329
III. Dobrogea	332
Description des espèces	334
Groupe de L. obsoletum Eich.	334
Groupe de L. irregulare Sinz.	339
Groupe de L. gracile Pusch = L. plicatum Eich.	341
Groupe de L. lithopodolicum Dubois = protractum Eich.	345
Genre Phyllicardium Andr. 1903 — Phyllicardium Fischer 1887	351
Conclusions	353
Ouvrages cités	358

Le Sarmatien, avec l'une ou l'autre de ses divisions, recouvre la plus grande partie du territoire roumain. C'est pourquoi la connaissance de sa faune importe beaucoup aux géologues locaux.

Cette faune se retrouve sur une grande partie du territoire russe et jusqu'en Sibérie au N, en Transcaucasie au S; elle occupe donc une grande portion du territoire européen empiétant largement en Asie. En outre le Sarmatien se trouve à la base de presque tous les sondages de recherche de pétrole en Roumanie et en Russie et l'étude de sa faune est d'actualité.

Institutul Geologic al României

PALÉOGÉOGRAPHIE

On entend par Sarmatien les couches semi-marines déposées dans un bassin fermé séparé de la Téthys à la fin du Miocène. Ce terme s'oppose à celui de « Slavonien » employé par ANDRUSOV [1]) pour les couches inférieures à Congéries déposées dans le bassin occidental de la mer ou Bassin pannonique à la fin du Sarmatien et au Méotien. Le terme de « Pannonien » inférieur employé par les géologues hongrois est mieux connu.

Au Sarmatien inférieur ou Volhynien le bassin oriental et le bassin occidental de la mer communiquaient entre eux. La faune est donc très uniforme à cette époque, elle est aussi très monotone.

Au Sarmatien moyen ou Bessarabien, d'après LASKAREV (33) [2]) le détroit des Portes de Fer était fermé. Il faut cependant supposer une communication temporaire entre les deux bassins de la mer sarmatique, puisqu'on rencontre par places la faune bessarabienne dans le Bassin pannonique [3]). Elle représente les vestiges de dépôts qui ont dû recouvrir tout le bassin, puis être érodés. Il semble, d'autre part, qu'il y ait eu communication par l'actuelle vallée du Mureș entre les deux régions méridionales du Bassin pannonique. Les dépôts sarmatiens qui jalonnent la campagne entre Orăștie et Lăpușna de Jos en font foi.

Au Sarmatien supérieur ou Chersonien, le détroit des Portes de Fer était vraisemblablement fermé, puisque l'adoucissement des eaux dans le Bassin pannonique est général.

Synchronisme des faciès sarmatiens

Bassin dacique	Bassin pannonique
Chersonien marin	Chersonien d'eau adoucie
Bessarabien marin	Bessarabien marin (sporadique)
Volhynien marin	Volhynien marin

PALÉONTOLOGIE

Les Limnocardiidés du Sarmatien de la Russie occidentale ont fait l'objet d'un récent travail (30) qui englobe la Bessarabie.

Il sera traité ici des espèces recueillies en territoire roumain dans quelques gisements caractéristiques.

[1]) Dans son ouvrage: Étage Apscheronien, p. 40.

[2]) Les n-os entre parenthèses renvoient à la bibliographie.

[3]) Soceni, Șimleul Silvaniei, Styrie.

Institutul Geologic al României

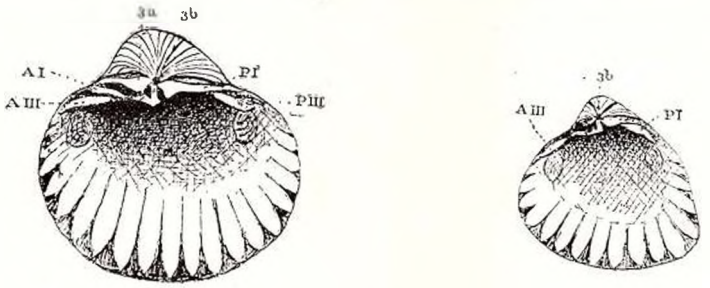
Un deuxième travail [1]) étudiera les Limnocardiidés des couches à Congéries de Roumanie, qui se sont différenciés aux dépens des *Limnocardium* les moins évolués du Bessarabien.

I. DÉFINITION DU GENRE *LIMNOCARDIUM* STOLICZKA

Les espèces les plus simples du genre *Limnocardium*: *L. obsoletum*, *L. irregulare* sont encore très voisines de *Cardium edule* LIN., aussi les fait-on descendre de cette espèce si polymorphe. La charnière est très voisine de celle d'un *Cardium*. Généralement, la deuxième cardinale disparaît; parfois elle persiste sur l'une des valves. Sur les *Limnocardium* sarmatiques, les dents latérales persistent presque toujours, de même que dans le genre *Phyllicardium*, qui doit dériver de *L. gracile*.

Formule: Valve droite: LAI-LAIII-3 b-LPI
Valve gauche: LAII-LAIV-2 a-LPII

Les dents 3a ou 4b peuvent persister l'une ou l'autre; généralement c'est la dent 4b qui persiste. Nous donnons une figure de la charnière de *Cardium edule* et une d'un *Limnocardium* du groupe *obsoletum* pour comparaison (fig. 1).



a *b*

Fig. 1. — Comparaison des charnières de *Cardium edule* LIN. *(a)* et de *Limnocardium*, groupe d'*obsoletum* EICH. *(b)*. Valves droites.

La notation des dents est empruntée à BERNARD [2]). Elle a été reprise par DOUVILLÉ [3]). Les chiffres correspondent aux lames apparues chez les Lamellibranches primitifs; les lettres correspondent à l'ordre d'apparition des dents.

II. ORIGINE ET HABITAT DU GENRE LIMNOCARDIUM

Sous l'influence de facteurs modifiant l'élément germinatif, l'espèce marine, *Cardium edule* ou ses variétés, produit sans doute des mutations qui, dans nos

[1]) A paraître dans les *Mémoires de l'Institut géologique de Roumanie*.

[2]) BERNARD. I-ère note sur le développement et la morphologie de la coquille chez les Lamellibranches. *B.S.G.Fr.* 3e sér., t. XXIII, 1895, p. 104. IV-e et dernière note sur le développement et la morphologie de la coquille chez les Lamellibranches. *Ibid.*, t. XXV, 1897, p. 559.

[3]) DOUVILLÉ F. Classification des Lamellibranches. *Ibid.* 4e sér. XII, 1912, p. 419.

Institutul Geologic al României

mers, ne persistent pas sous forme d'espèce nouvelle; les mutants se croisant sans cesse avec la forme souche n'arrivent pas à s'individualiser, dans une mer ouverte, en une espèce distincte. C'est ce qui a lieu dans la mer tortonienne.

A la fin du Tortonien, au Buglovien, la mer sarmatique commençait à s'isoler de la Téthys; un certain nombre de mutants de *C. edule*, l'espèce prise au sens large, se sont individualisés du fait de la séparation d'avec l'espèce souche. On peut imaginer que, dans cette mer fermée, les mutations à charnière moins développée se sont trouvées aptes à vivre. L'anatomie est restée sensiblement la même et le mode de vie de l'animal n'a guère varié.

On peut comparer, du point de vue de la teneur en sel, la mer sarmatique avec la mer Noire et la mer Baltique où les animaux sténohalins ont disparu: Échinodermes, Éponges, Polypiers, Céphalopodes, Ptéropodes, Brachiopodes. Il y a abondance d'individus de genre euryhalins: Gastropodes, Lamellibranches, Bryozoaires, Crustacés, Foraminifères, mais les genres représentés ne sont pas très nombreux.

Ni dans la mer Noire ni dans la Baltique on ne trouve de *Cardium* équivalent aux *Limnocardium*, mais l'espèce essentiellement euryhaline *C. edule* et ses nombreuses variétés. Ce fait tient sans doute au manque d'isolement de ces mers. Outre l'isolement, d'autres facteurs que nous ignorons ont certainement joué à l'époque sarmatique pour produire cette faune spéciale localisée dans la partie orientale de l'Europe. On peut invoquer le climat, qui paraissait chaud à l'époque sarmatique, vue l'abondance des *Cerithium* qui vivent actuellement dans les tropiques. Il devait favoriser la production de nouvelles formes, alors que le froid excessif de l'hiver sur la mer Noire et la Baltique est une entrave certaine à l'exubérance des formes.

On peut d'autre part se demander pourquoi *C. edule*, qui supporte une salure aussi faible que 2%, ne se trouve pas dans la mer sarmatique. Pourquoi cette forme ancestrale a-t-elle disparu puisqu'elle persiste à la même époque dans la Téthys? et pourquoi ne rencontrons-nous que des Cardiidés à charnière réduite et à coquille de forme aberrante? C'est là un problème qu'il n'est pas possible actuellement de résoudre.

III. DÉVELOPPEMENT DES LIMNOCARDIIDÉS AU SARMATIEN

Les Limnocardiidés existent déjà avec les Congéries dans les couches saumâtres du Miocène inférieur du duché de Bade [1]) et de la Bavière [2]) où se trouve un grand lac séparé de la Téthys.

[1]) PFANNENSTIEL M. Die Fauna der Kirchbergerschichten bei Lohn am Randen. *Sitz. Ber. d. Heidelberg. Ak. d. Wiss. Math. Nat. Kl.* 1931.

[2]) AMMON L. v. Die Fauna der brackischen Tertiaerschichten in Niederbayern. *Geogn. Jahresb.* 1888, p. 1.

Institutul Geologic al României

Ce même lac se continue en Haute-Autriche et en Moravie où des couches à *Oncophora* ont été décrites, riches en *Limnocardium* [1]).

Toutes les espèces sont voisines de *Cardium edule*, mais de plus petite taille. La charnière se distingue par la disparition d'une cardinale à chaque valve ou seulement à la valve droite. Certaines espèces de *Limnocardium* helvétiens se rapprochent de ceux du groupe *obsoletum* et rappellent déjà les espèces sarmatiennes.

Au Buglovien, de nombreuses espèces voisines des groupes sarmatiens sont déjà différenciées en Russie et en Roumanie.

Lorsque les Limnocardiidés arrivent dans le Volhynien, ils forment un groupe ancien et bien différencié. Nous savons que lorsqu'on rencontre en abondance des fossiles dans des couches d'un âge donné, ces fossiles correspondent au maximum de dispersion du groupe sur le globe et non à son apparition qui est beaucoup plus ancienne, et dont les premiers représentants nous sont inconnus. Il se peut que la faune volhynienne du bassin de Vienne ait son origine dans les couches de Kirchberg (Bavière) que nous venons de citer; mais d'autres bassins saumâtres se sont différenciés dans les régions orientales de l'Europe au Miocène inférieur. DAVIDASCHVILI (14) vient de décrire des couches à *Oncophora* à l'W. de Tiflis; elles contiennent des ancêtres du groupe de *L. obsoletum* EICH.; ce sont les premiers *Limnocardium* connus d'où serait sortie la faune volhynienne de Russie.

Outre les groupes voisins des formes primitives, comme ceux de *L. obsoletum* et *L. irregulare* EICH., on trouve déjà au Volhynien des formes évoluées comme *L. suessi* BARB., *L. lithopodolicum* DUB. et espèces voisines, *L. gracile* FUSCH et *L. fittoni* D'ORB., une des espèces les plus éloignées de la forme souche.

Au Bessarabien, les *Limnocardium* atteignent le maximum de différenciation dans les groupes de *L. irregulare*, *L. gracile* et *L. lithopodolicum*; le groupe de *L. obsoletum* présente quantité de variations ou de mutations. On trouve une forme géante : *L. laevigato-loveni* KOLESN. Certaines espèces comme *L. papyraceum* SINZ. sont plus éloignées du type *Cardium* que les Limnocardiidés de la faune pontique. Mais la charnière étant restée beaucoup plus stable qu'à cette époque, on a maintenu le seul genre *Limnocardium* pour toutes ces formes, créant le seul genre *Phyllicardium* pour des coquilles à test très mince, à côtes en éventail. Toutes ces espèces très différenciées du Bessarabien russo-roumain ont disparu après cette époque. Au Chersonien et au Méotien les *Limnocardium* ont à peu près disparu; quelques rares bancs à *Limnocardium pseudoobsoletum* KOLESN, dans le Chersonien de Balcic, quelques espèces rabougries décrites par ANDRUSOV en Russie et par DAVID en Moldavie, dans le Méotien. Ces petits *Limnocardium* ont dû, comme toute la faune marine méotienne à

[1]) RZEHAK A. Die Conchylienfauna der Oncophoraschichten Mährens. *Verhandl. d. Naturforsch. Vereins in Brünn.* Bd. 31, 1892, p. 142.

Institutul Geologic al României

Dosinina, se différencier aux dépens de formes méditerranéennes, grâce à une communication momentanée du lac-mer avec la Téthys [1]).

Il semble, étant donnée une telle lacune dans le bassin euxinique, que la faune pontienne de Roumanie et de Russie ne puisse dériver de *Limnocardium* développés sur place à partir du Bessarabien moyen, mais qu'elle provienne de la faune « slavonienne » ou « pannonienne » inférieure qui s'est différenciée directement dans le Bassin pannonique aux dépens des faunes bessarabiennes dont quelques lambeaux seulement nous sont conservés [2]).

STRATIGRAPHIE

Quelques mots sur la répartition des faciès à Limnocardium dans le Sarmatien du bassin dacique. (Voir fig. 2, la carte des diverses régions du bassin dacique avec les localités citées dans le texte).

I. PRÉCARPATES

Sur la bordure des Carpates, le Sarmatien affleure plus ou moins largement, il est de plus en plus plissé vers l'E; il ne s'y trouve pas de gisement à proprement parler, mais tout le Volhynien, transgressif, est riche en *Limnocardium* du groupe *obsoletum* ou *irregulare*. Les espèces du groupe *L. lithopodolicum* et du groupe *L. gracile* sont plus rares.

En Olténie, par exemple, une mince bande de Sarmatien à peine ondulé, borde les monts du Mehedinți. Il surmonte le Buglovien qui ne contient pas de *Limnocardium*. Dans l'anticlinal qui s'étend de Târgu-Jiu à Ocnele Mari, sous des faciès très variés, le Volhynien a fourni des *Limnocardium* du groupe *obsoletum* EICH., *L. gracile* PUSCH, *L. lithopodolicum* DUB. Le Bessarabien forme des grès, des sables ou des calcaires à Mactres avec *L. quadripartitum* KOLESN. (36).

A Câmpina, le Sarmatien est plissé et se rencontre dans les noyaux anticlinaux des plis diapirs (31 et 39). Le Volhynien est formé par des calcaires sableux ou oolithiques à *Limnocardium* du groupe de *L. obsoletum* avec des Mactres (100—200 m d'épaisseur).

Le Bessarabien ne contient pas de *Limnocardium* (200—300 m).

Dans le Buzău, entre la vallée du Slănic et la vallée du Buzău (38), le Volhynien et le Bessarabien sont redressés verticalement, en contact anormal avec le Miocène inférieur. Le Bessarabien, seul fossilifère, est formé de grès, de sables, de calcaires à Mactres, avec *L.* cf. *irregulare* EICH., *latesulcatum* MÜNST., *vindobonensis* LASK.

[1]) Voir DAVIDASCHVILI (13).

[2]) Voir p. 324.

Institutul Geologic al României

Région de Bacău. Dans le S du district de Bacău, le Volhynien est discordant sur le Salifère et transgressif sur celui-ci et le Flysch. A la partie supérieure, 20—30 m de marnes compactes ou sableuses ont fourni des *Limnocardium* du groupe *obsoletum* (37). Dans le N du district de Bacău,



Fig. 2. — Carte des principaux gisements cités dans le Sarmatien du bassin dacique de Roumanie. (Les points noirs indiquent ces gisements).

le Volhynien est également seul représenté, comme au N, dans le district de Roman et en Bucovine: *a)* par des marnes à *L. fittoni* D'ORB., *L.* groupe *obsoletum*; *b)* des sables et des grès à *L. fittoni* et *L.* groupe *obsoletum*. Les couches sont puissamment plissées, surtout vers le Salifère (25).

II. PLATEAU MOLDAVE

Une partie seulement de ce plateau, dont les couches horizontales plongent NW—SE, se trouve en territoire roumain. Il forme à l'E des Carpates orientales une vaste dépression à socle crétacé et s'étend depuis le pied de la chaîne jusqu'en Podolie et en Volhynie où il est limité par le massif granitique qui reparaît dans l'anticlinal de Soroca, en Bessarabie (51). VĂSCĂUȚANU a distingué aussi l'anticlinal de Bălți, sur le Prut, où n'affleure pas de terrain plus ancien que le Buglovien. Entre les deux anticlinaux Soroca, Bălți, se trouverait le synclinal central de Bessarabie ou du Răut qui englobe la région des plateaux bessarabiens, Chișinău, Orhei. Au S, le plateau s'enfonce sous la mer.

Institutul Geologic al României

Le Sarmatien, qui s'étend sur la Moldavie et le centre de la Bessarabie, se réduit progressivement vers le N, en Bucovine, où il est entouré par les collines oligocènes des Carpates et de la rive gauche du Dniester.

Dans le district de Suceava, en Bucovine, on trouve des grès sableux, notamment à Lespezi, sur le Siret. COBĂLCESCU y signale *L. gracile* PUSCH. Les collections de Iași contiennent de Rădășeni: *L. gracile* var. *bessarabiensis* GILLET avec *Ervilia podolica* EICH. et des Cérithes (1c).

Volhynien. Il affleure largement sur les plateaux dans la région de Iași et de Bălți. De même dans la région de Cernăuți, dans la région de Roman et dans celle de Bacău, sur la rive droite du Siret. La faune est très monotone et les gisements très rares. Aussi le gisement de Repedea, facilement accessible à cause de sa proximité de Iași, est-il devenu de bonne heure classique (fig. 3). Il est situé au S de la ville de Iași. Les carrières, en partie couvertes par la végétation, forment un important abrupt au-dessus de la vallée du Bahlui que dominent vers le N les hauteurs de Iași. Elles ont 100 m de puissance. La coupe des collines de Repedea a été donnée par COBĂLCESCU, puis par DAVID (9, 10 et 11). La colline de Repedea est dirigée NW—SE du Siret vers le Prut. Les carrières sont en grès calcaire friable, surmonté par des bancs de fin calcaire oolithique gréseux alternant avec des sables. Les calcaires oolithiques forment parfois de vrais lumachelles où dominent les Mactres et les Cérithes; les formes les plus abondantes se trouvent dans les lentilles de sable qui sont entre les grès calcaires et les calcaires fins oolithiques: *Limnocardium vassoyevitchi* KOLESN., *L. fittoni* D'ORB., *L.* groupe *obsoletum*. Il n'y a pas d'espèce caractéristique du Volhynien.

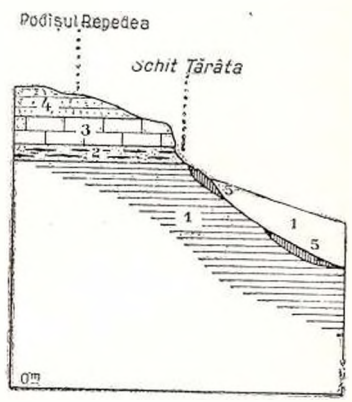


Fig. 3. — Coupe des carrières de Repedea, d'après M. David.

1, argile basale buglovienne; 2, sables calcaires et lentilles de grès; 3, calcaires oolithiques sableux; 4, grès calcaires en plaquettes; 5, lehm alluvionnaire.

En Bessarabie, le Volhynien est représenté par des calcaires grenus fins ou gréseux. Ils affleurent dans le fond des vallées dans la région Chișinău, Orhei, sur les plateaux dans la région de Soroca.

Le Bessarabien est développé dans le S de la Moldavie sous forme de lambeaux de recouvrement (20 m d'épaisseur); ce sont des sables et des grès ou des calcaires oolithiques dans le Vaslui, des argiles dans la région d'Ungheni.

Les carrières de Scheia, dans le district de Vaslui, ont été longuement décrites par DAVID (11) qui en a donné la coupe. Elles forment une plateforme qui domine au NW le village (fig. 4): 1) argile de base buglovienne;

Institutul Geologic al României

2) banc de calcaire oolithique exploité dans la région (8 m de puissance) et séparé par des bancs de sable. La partie supérieure de ces calcaires, plus oolithique et plus fossilifère, contient une faune volhynienne: *Limnocardium vassoyevitchi* KOLESN., *Mactra podolica*, *Modiola volhynica* EICH., 3) une argile un peu sableuse de 4 m environ avec *L.* groupe *obsoletum*; 4) 13 m de grès et sables jaunâtres à stratification entrecroisée qui représentent, d'après DAVID, le Bessarabien.

La faune des *Limnocardium* y est très pauvre en espèces: *L. vassoyevitchi*, *ustjurtense*, *obliquoobsoletum*, *ingratum*, *desperatum*, *pseudoobsoletum* KOLESN., *L. fittoni* D'ORB. qui pullule avec *Mactra fabreana* D'ORB., de nombreux *Trochus* caractéristiques du Bessarabien.

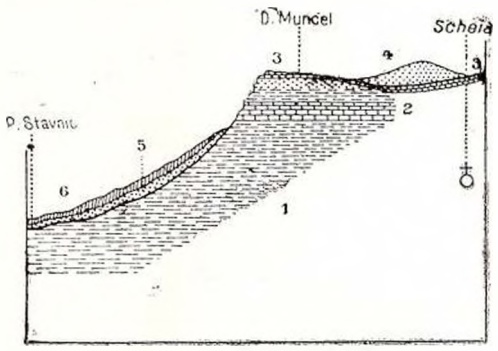


Fig. 4. — Coupe des carrières de Scheia d'après M. David.

1, argile basale buglovienne; 2, sables et calcaires oolithiques volhyniens; 3, argiles, sables, grès, oolithes bessarabiens; 4, complexe méotien; 5, sables daciens; 6, lehm alluvionnaire.

Nous décrirons rapidement le gisement bessarabien du Prut Ungheni, qui a été mis à jour par VĂSCĂUȚANU (50) et récemment étudié par MOROȘAN (34) (fig. 5). Quoiqu'il appartienne à un faciès très rare en Moldavie, il présente l'intérêt de reproduire une faune proche de celle des mêmes faciès en Crimée et en Dobrogea. La roche est une argile noire, brune ou bleue, en blocs compacts à la base de l'escarpement. A la partie supérieure, elle devient schisteuse et de plus en plus jaune à mesure qu'on se rapproche des sables quaternaires (pl. II, fig. 1) [1]).

1. Le gisement est sur la rive gauche du Prut, à 500—600 m du village d'Ungheni, au N du chemin de fer. C'est là que passait l'ancienne frontière roumaine.

La faune des *Limnocardium* est: *L. bajarunasi*, *L. pseudoobsoletum* *, *L. obliquoobsoletum* et var. *armavirense* KOLESN., *L. fittoni* D'ORB., *L. barboti* **, *L. michailovi* **, TOULA, *L. plicatofittoni* *, SINZ., *L. fischerianum* * DOENG., *L. desperatum*, KOLESN., *L. pseudosemisulcatum* ANDR., *L. suessi* BARB.

La faune est riche en *Trochus*, caractéristiques du sous-étage. On trouve de plus une espèce caractéristique du faciès et qui se retrouve en Crimée: *Cryptomactra pes-anseris* (MAY.) ANDR.[2]).

[1]) Je figure pl. II, fig. 2, le gisement de Blândești signalé par MOROȘAN (34) et qui est un prolongement des couches d'Ungheni.

[2]) Les espèces marquées d'un double astérisque sont caractéristiques du faciès et de l'étage, celles qui sont marquées d'un astérisque sont caractéristiques de l'étage.

Institutul Geologic al României

En Bessarabie, le Bessarabien forme tous les plateaux d'Orhei à Chișinău.

Les calcaires de Chișinău (environs de la ville) sont classiques depuis longtemps à cause de leur richesse en fossiles. Ils ont été étudiés en détails par SINZOW. Les Limnocardiidés sont représentés par des formes très variées, récemment étudiées par KOLESNIKOV. On les trouve surtout dans la deuxième carrière de Visterniceni, faubourg de Chișinău. Cette carrière est formée de véritables calcaires lumachelles bourrés de *Modiola volhynica* EICH., *Dreissensia*, *Trochus* (pl. III, fig. 1).

La première carrière, abandonnée, fournit des blocs éboulés de *Limnocardium aviculare* SINZ., en lumachelle, de gros échantillons de *L. laevigatoloveni* KOLESN. et des Bryozoaires parfaitement conservés.

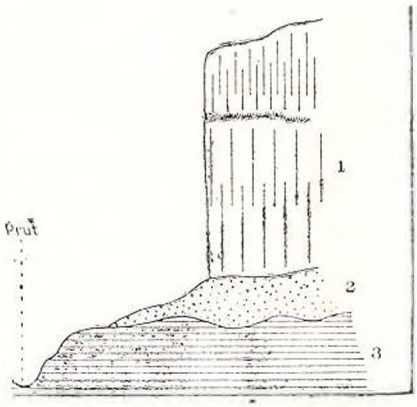


Fig. 5 — Coupe de la rive du Prut à Ungheni, d'après Văscăuțanu.

1, loess; 2, sables et graviers; 3, argile fossilifère.

Les carrières de Ghidighici sont beaucoup moins riches; les fossiles y sont moins facilement dégageables. On ne trouve plus que les espèces banales de *Limnocardium* des groupes *obsoletum* et *irregulare* Entre Visterniceni et Ghidighici s'étendent des carrières tout le long de la route, généralement hautes de 30 à 40 m.

La liste des espèces de Chișinău se trouve dans le travail de KOLESNIKOV qui cite, à propos de chaque espèce, le gisement.

Le gisement de Cricov sur la rive droite de la Valea Ichel, au N de Chișinău, a été décrit dans un travail antérieur (23).

La faune de *Limnocardium* y est moins variée que celle de Chișinău. *L. fittoni* d'ORB. prédomine, avec des individus de taille énorme.

Autour d'Orhei, toutes les collines forment sur leurs flancs de véritables gisements à mollusques. Les *Limnocardium* sont plus rares que dans les régions citées plus haut. *L. ruthenicum* LASK., *L. desperatum* KOLESN. y ont été recueillis en lumachelle.

III. DOBROGEA

Les sédiments du Miocène supérieur se sont déposés au N du plateau balcanique sur la région déprimée située au SW du horst dobrogéen. Ils se présentent sous forme de dépôts tabulaires non influencés par les plissements carpatiques. Ils forment un plateau faiblement incliné vers le Danube et divisé

Institutul Geologic al României

par des vallées à direction N-S où le Crétacé supérieur affleure. C'est la région de Balcic, Bazargic à Constanța, Medjidia.

La Volhynien n'affleure que dans la région de Varna, près de la frontière bulgare. Il plonge doucement vers le SE, de sorte qu'à Balcic il se trouve sous la mer. A Varna, il y a une coupe complète du Volhynien au Chersonien, au-dessus du Tortonien, comme l'ont montré GELLERT (22) et GOČEV (24).

Au NE de Balcic, à Mangalia, Constanța, le Chersonien à Mactres forme toute la côte.

Le Bessarabien de Dobrogea affleure uniquement dans la région de Balcic, à la base de la falaise qui borde le village, le sommet étant formé par le Chersonien à *Mactra bulgarica* TOULA. avec des bancs contenant des plaquettes de *Limnocardium* du groupe *obsoletum*. On trouve de bas en haut:

1. Marnes pauvres en fossiles passant aux couches supérieures (en tout 20 à 30 m).

2. Argile sableuse schisteuse grise, avec fossiles nacrés; elles sont pétries de *L. barboti* HOERNES (non mentionné par TOULA) (49) et de *L. michailovi* TOULA, avec nombreux *Turbo* rappelant la faune de Chișinău.

Les couches No. 2 affleurent au niveau 0 à l'E de Balcic. Dans Balcic, quartier W des villas, on les trouve à 15 m environ au-dessus de la mer, formant une couche molassique tendre pétrie de coquilles nacrées, avec des *Cerithium* et *L. fittoni* d'ORB. en abondance. A 300 m à l'W, au-delà du palais de la reine, on retrouve ces mêmes marnes argileuses au-dessus de la falaise, à 30 m de hauteur au-dessus de la mer. Elles sont par places dures et toujours pétries de fossiles. On a bien la preuve que les couches plongent NW—SE.

Liste des *Limnocardium* trouvés dans le quartier des villa: *L. ingratum*, *vassoyevitchi* KOLESN., *suessi* BARB., *bajarunasi* KOLESN., *subfittoni* SINZ., *sarmaticum* KOLESN., *kolesnikovi* DAVIDASCH., *balcicensis* GILLET, *gracile* PUSCH var. *pseudobogatchevi* GILLET; c'est une faune bessarabienne.

3. Bancs calcaires à petits *Tapes* et à *L. pseudoobsoletum* KOLESN.

4. Au-dessus de ces couches se trouvent les calcaires blancs crayeux qui forment les falaises fossiles de Balcic. Ils contiennent presque uniquement *Mactra bulgarica* TOULA et *M. podolica* EICH. La première est seule caractéristique du Chersonien. Les niveaux à *Turbo barboti* TOULA semblent très variables. On les trouve à peu près à toutes les hauteurs, toujours par lots. Les épisodes terrestres à *Helix* semblent avoir été très fréquents. On rencontre des *Helix* sp.? en haut de la grande falaise située à mi-chemin d'Ecrene, vers le village tatare, à plus de 70 m au-dessus de la mer.

Il faut rappeler que TOULA avait visité le village de Balcic (49) et donné la coupe d'un ravin. Il attribuait l'ensemble des couches au Volhynien, à cause de la présence de *L. protractum* EICH. qui devait être en réalité *L. balcicensis* GILLET fossile du Sarmatien moyen.

Institutul Geologic al României

Le Bessarabien de Balcic irait des couches 10 aux couches 6 de TOULA.

Liste complète des *Limnocardium* bessarabiens de Balcic: *L. ingratum* KOLESN., *L. suessi* BARB. DE MARNY, *L. kolesnikovi* DAVIDAS., *L. fittoni* d'ORB., *L. plicatofittoni* SINZ., *L. subfittoni* ANDR., *L. bajarunasi* KOLESN., *L. vassoyevitchi* KOLESN.

DESCRIPTION DES ESPÈCES.

GROUPE DE *L. OBSOLETUM* EICH.

KOLESNIKOV, qui n'a pu retrouver l'espèce d'EICHWALD, a divisé les diverses formes, jusqu'ici déterminées sous le nom général d'*obsoletum*, en une série d'espèces dont beaucoup sont certainement des formes distinctes, mais dont certaines autres doivent passer de l'une à l'autre, si l'on se donne la peine de de réunir une grande quantité de matériel.

Le type moyen du groupe diffère de *C. edule* par la plus grande obliquité de la coquille, le bord postérieur arrondi, les crochets prosogyres. Le test est souvent couvert d'écailles plus aigües que celles du test de *C. edule*. Elles sont surtout développées sur la coquille du jeune et sur le bord postérieur généralement tronqué.

Le groupe se distingue de celui de *L. irregulare* EICH. par la présence de côtes serrées, séparées par des intervalles qui n'atteignent que rarement une largeur moitié de celle des côtes. Ces intervalles sont aussi couverts d'écailles.

La charnière est semblable à celle de *L. vassoyevitchi* KOLESN., mais la dent LAI est souvent absente.

Enumérons rapidement les espèces crées par KOLESNIKOV et rencontrées dans les gisements de Bessarabie et d'ailleurs.

L. incurvatum KOLESN.

1929 *Card. incurvatum* KOLESNIKOV, (30), p. 16, pl. V, fig. 122—128.
1935 *Id.*, (30 a), p. 97, pl. XII, fig. 12—16.

Coquille épaisse, carénée, presque aussi haute que large; bord postérieur plus court que le bord antérieur et tronqué.

Cette espèce citée par KOLESNIKOV à Chișinău n'a pas été retrouvée.

L. acerbum KOLESN.

1929 *Card. acerbum* KOLESNIKOV, (30), p. 19, pl. VI, fig. 151—157.
1935 *Id.*, (30 a), p. 99, pl. XIII, fig. 8—11.

Petite espèce à test très mince, à bord postérieur oblique et de forme irrégulière, quelques côtes se terminant par des extrémités aiguës.

Cette espèce, citée à Chișinău, et que KOLESNIKOV considère comme rare, n'a pas été rencontrée de nouveau.

Institutul Geologic al României

L. uiratamense KOLESN.

1829 *C. protractum* EICH., (17), p. 283, pl. V, fig. 1.
1857 *C. protractum* PUSCH., (40), p. 63, pl. VII, fig. 3.
1903 *C. vindobonense* LASK., pars, (32), p. 79, pl. III, fig. 18.
1929 *C. uiratamense* KOLESN., (30), p. 9, pl. III, fig. 61—62 et var. *inepta*, fig. 62—67.
1932 *C. uiratamense* DAVIDASCH., (12), p. 19, pl. VI, fig. 14—18.
1935 *C. uiratamense* KOLESN., (30 a), p. 89, pl. X, fig. 10—15.

Très voisine de *L. preobsoletum* LOM., du Buglovien.

Espèce citée sous le nom de *L. obsoletum* EICH; très abondante dans tous les gisements volhyniens de Roumanie. Le type vient du Mangyschlag.

L. pseudoobsoletum KOLESN.

1929 *Card. pseudoobsoletum* KOLESNIKOV (30), p. 11, pl. III, fig. 68—79
1935 *Card. nefandum* KOLESN. (30 a), p. 91, pl. X, fig. 24—29.

Cette espèce, très voisine de forme de *L. obsoletum* EICHW., est celle qui a été citée sous ce nom dans les gisements bessarabiens de Roumanie. La carène est plus ou moins prononcée; les côtes, vues à la loupe, sont écailleuses. La charnière comprend une cardinale et des latérales bien développées. KOLESNIKOV remarque que cette espèce bessarabienne ressemble à la variété *inepta* de l'espèce volhynienne *L. uiratamense*.

L'espèce a été rencontrée à Scheia et à Ungheni (voir p. 330 et 331).

L. pseudosemisulcatum ANDRUS.

1892 *Card. verneuillianum* SINZ. non D'ORB., (44), p. 57, pl. II, fig. 6—9.
1902 *Card. pseudosemisulcatum* ANDRUS., (2), p. 485, pl. IX, fig. 20—22.
1929 *Card. pseudosemisulcatum* KOLESNIKOV, (30), p. 44, pl. XIV, fig. 344—356.
1932 *Card. pseudosemisulcatum* DAVIDASCHVILI, (12), p. 29, pl. VI, fig. 24, 25.

Espèce qui possède une coquille oblique fortement carénée; côtes minces et serrées.

Elle est abondante à Chișinău dans la deuxième carrière; recueillie aussi à Ungheni. Elle existe également dans les argiles à *Cryptomactra pes-anseris* de la presqu'île de Kertch.

L. desperatum KOLESN.

Pl. III, fig. 5

1929 *Card. desperatum* KOLESN., (30), p. 12, pl. IV, fig. 80—85.
1935 *Id.*, (30 a), p. 92, pl. XI, fig. 1—4.

Petite espèce de forme trapézoïdale qui a pour rapport de la largeur à la hauteur: 2.

La coquille est très mince, les côtes ne sont visibles qu'à la loupe, elles sont plates, et ne forment pas de concavités à l'intérieur de la coquille. Les

Institutul Geologic al României

crochets sont peu développés; l'emplacement de la carène est marqué par un bombement. Charnière: valve droite IC, une latérale antérieure et une postérieure; valve gauche IC, une latérale antérieure.

Le type vient du Bessarabien de Chișinău. On trouve aussi l'espèce dans Valea Ichel, entre Goyan et Kictros, dans le Volhynien. Elle a été signalée aussi p. 330 dans le Bessarabien de Scheia.

L. venestum KOLESN.

1929 *Card. venestum* KOLESN., (30), p. 12, pl. IV, fig. 86—94.
1935 *Id.*, (30 a), p. 92, pl. XI, fig. 5—9.

Forme de la coquille subcarrée, les 28—38 côtes plates du test sont à peine perceptibles à l'oeil nu et rappellent le test de *L. desperatum*. Elle n'est citée qu'à Chișinău en Roumanie.

L. ingratum KOLESN.

Pl. III, fig. 6

1929 *Card. ingratum* KOLESN., (30), p. 13 et 14, pl. IV, fig. 95—101; var. *firma*, fig. 102—104; var. *perfida*, fig. 105—107.
1935 *Id.*, (30 a), p. 93, pl. XI, fig. 10—16.

Coquille carénée aussi haute que large dans la forme normale, oblique et plus large que haute dans la variété *perfida*. Les côtes concentriques forment des chevrons de plus en plus marqués sur les côtes en allant vers le bord palléal et vers les côtés antérieur et postérieur de la coquille.

On ne rencontre en Roumanie que la forme normale dont le type vient de Chișinău. C'est à elle que paraissent se rapporter les *Limnocardium* cités comme *obsoletum* dans de nombreux gisements et qui possèdent une carène bien marquée. Citée à Scheia, p. 330. Se trouve aussi à Colibași (Mehedinți).

L. obsoletiformis KOLESN.

Pl. IV, fig. 3

1929 *Card. obsoletiformis* KOLESN., (30), p. 16, pl. V, fig. 188—121.
1935 *Id.*, (30 a), p. 95, pl. XII, fig. 9—11.

Test de la coquille épais, côté postérieur tronqué et très développé. Les côtes médianes sont plates, les côtes concentriques forment en les recoupant des chevrons visibles seulement à la loupe. Les côtes antérieures sont plus saillantes, les côtes concentriques forment en les recoupant des bourrelets saillants; sur les côtes postérieures, plus espacées, elles forment des bourrelets rugueux, se continuant dans les intervalles entre les côtes. Charnière de la valve droite: une cardinale, une latérale antérieure, une latérale postérieure.

Certaines variétés moins développées antéro-postérieurement passent à *L. nalivkini* KOLESN. qui n'est pas représenté à Chișinău.

Institutul Geologic al României

L. obsoletiformis est abondant dans toute la région de Chișinău jusqu'à Valea Ichel. Un bel exemplaire de Cricov est figuré ici.

L. obliquoobsoletum KOLESN.

Pl. III, fig. 7

1929 *Card. obliquoobsoletum* KOLESN., (30), p. 17, pl. 129—139 et var. *armavirense*, fig. 140—150.
1935 *Id.*, (30 a), p. 97, pl. XII, fig. 17—22.

Coquille toujours de petite taille, translucide; aréa postérieur fortement épineux jusqu'à bord cardinal, le bord antérieur a de fortes côtes sans épines. Cette ornementation rappelle celle de *L. kolesnikovi* DAVIDASCH. Charnière de la valve droite: une cardinale, une latérale antérieure et une latérale postérieure; valve gauche : une cardinale, deux latérales antérieures, pas de postérieure.

Cette espèce rappelle *Limn. obsoletum* EICHW.; c'est à elle que doivent être rapportées beaucoup des espèces citées dans les gisements bessarabiens de Roumanie sous ce nom.

Elle est très abondante dans toute la région de Chișinău. Elle a été citée à Scheia et à Ungheni, p. 330 et 331.

L. kolesnikovi DAVIDASCH.

Pl. IV, fig. 1

1929 *Card. beaumonti* D'ORB. KOLESN., (30), p. 20, pl. VII, fig. 158—162.
1932 *Card. kolesnikovi* DAVIDASCHVILI, (12), p. 28, pl. VI, fig. 19, 22, 23.

Coquille de grande taille à côtes antérieures écailleuses, à côtes postérieures formant des arêtes aiguës au niveau du recoupement de la côte concentrique. Les intervalles des côtes antérieures sont lisses, tandis que ceux des côtes postérieures sont rugueux. La charnière droite porte une cardinale en bouton saillant, une latérale antérieure faible et une fortement marquée; une latérale postérieure seulement. La valve gauche ne se trouve pas dans les coquilles de mon matériel, mais KOLESNIKOV l'a figurée.

Cette espèce est très abondante à Chișinău. Elle se trouve également à Balcic.

L. kischinevense KOLESN.

Pl. IV, fig. 2

1929 *Card. kischinevense* KOLESN., (30), p. 19, pl. VII, fig. 163—168.
1935 *Id.*, (30 a), p. 99, pl. XII, fig. 8—11.

Forme voisine de celle de l'espèce précédente, mais les côtes sont plates et lisses, larges au bord palléal inférieur et juxtaposées. Les côtes concentriques se soulèvent en forme de tuiles sur le bord postérieur au niveau où

Institutul Geologic al României

elles croisent les côtes, sur le bord antérieur elles forment seulement des rugosités.

KOLESNIKOV rapproche l'espèce de *L. obliquoobsoletum* KOL. var. *armavirense* KOL. qui a les côtes moins larges et le bord postérieur moins régulier.

La charnière porte à la valve droite: une cardinale mince, deux latérales antérieures, une latérale postérieure.

A la valve gauche: une cardinale, une latérale antérieure, une latérale postérieure à peine marquée.

Espèce très abondante dans la région de Chișinău où elle est localisée en Roumanie. On la trouve aussi dans la province de Cherson.

L. ustjurtense KOLESN.

Pl. III, fig. 8

1929 *Card. ustjurtense* KOLESN., (30), p. 6, pl. I, fig. 14—25.
1935 *Id.*, (30 a), p. 86, pl. IX, fig. 7—14.

Petite espèce de forme subcarrée, plus convexe que *L. bajarunasi* KOLESN.; crochets plus élevés que chez *L. vindobonense* PARTSCH. Certains exemplaires correspondent à la figure 25 et à la figure 27 de KOLESNIKOV qui font passage à *L. bajarunasi*.

L'espèce est signalée en Russie dans le Volhynien et dans le Bessarabien. Elle est abondante dans le Bessarabien de Scheia (Vaslui).

L. bajarunasi KOLESN.

1929 *Card. bajarunasi* KOLESNIKOV, (30), p. 7 pl. II; fig. 28—37 et var. *urupense*, fig. 38—43.
1935 *Id.*, p. 86, pl. IX, fig. 15—21.

Espèce plate, orbiculaire, à test formant comme un treillissage au niveau du recoupement des côtes rayonnantes et des côtes concentriques. Elle n'a pas été rencontrée en Bessarabie. Le type vient du district d'Armavir, mais nous l'avons recueillie à Balcic et à Ungheni dans le Bessarabien également. Elle forme transition à *L. michailovi* TOULA.

L. michailovi TOULA

1884 *Card. archiplanum* ANDRUSOV, (1), p. 98.
1892 *Card. michailovi* TOULA, (49 a), p. 434, pl. VI, fig. 11—16.
— *Card. dobritschense* TOULA *Ibid.*, p. 434, pl. VI, fig. 9.
1902 *Card. michailovi* ANDRUSOV, (2), p. 487, pl. IX, fig. 16—19.
1929 *Card. michailovi* VASCĂUȚANU, (50), p. 17, pl. VII, fig. 24, 25.
1929 *Card. michailovi* KOLESNIKOV, (30), p. 8, pl. II, fig. 44—51.
1932 *Card. michailovi* DAVIDASCHVILI, (12), p. 27, pl. VI, fig. 20—21.
1935 *Card. michailovi* KOLESN., (30 a), p. 88, pl. X, fig. 1—9.

Institutul Geologic al României

DAVIDASCHVILI a donné une description complète de l'espèce à laquelle on pourra se reporter. La coquille est très plate, de forme lucinoïde; la très fine ornementation s'accentue au bord antérieur et devient épineuse. La coquille n'a pu être dégagée des argiles ou marnes friables où elle se rencontre toujours, mais DAVIDASCHVILI (12) a donné la formule de la charnière: dent cardinale très petite aux deux valves, latérales antérieure et postérieure très peu développées à la valve gauche.

Ungheni (rare); Balcic, d'où vient de type, assez fréquente: 1) Dans les argiles bitumineuses et nacrées de la base de la falaise E du village. 2) Dans la craie marneuse friable de la base des grandes falaises du village, entre Balcic et Ecrene, en trois points. Un des exemplaires a les deux valves accolées, une portion de test est conservée et montre les crénulations du bord cardinal postérieur. *L. michailovi* caractérise également le Bessarabien dans les argiles de Kertch.

GROUPE DE *L. IRREGULARE* SINZ.

Caractérisé par les côtes peu serrées et peu ornées.

L'espèce de SINZOV, si souvent citée dans les gisements, n'a pu être retrouvée en Russie, d'après KOLESNIKOV. C'est donc à l'espèce qui suit qu'il faudrait attribuer tous les *L. irregulare* cités tant dans le Volhynien que dans le Bessarabien de Roumanie.

L. vassoyevitchi KOLESN.

1129 *Card. vassoyevitchi* KOLESN., (30), p. 47, pl. 15, fig. 375—379.
6195 *Id.*, (30 a), p. 121, pl. XVIII, fig. 1, p. 8—22.

Espaces entre les côtes au moins aussi larges qu'elles. Charnière comme celle du groupe de *L. obsoletum.*

Au même groupe appartient *Card. verneuillianum* D'ORB. (1844) à crochets peu proéminents et dont la charnière ne montre pas trace de dents latérales sur la figure du type. Il n'a pas été mentionné par DAVIDASCHVILI.

L. vassoyevitchi est très abondant à Chișinău (Visterniceni).

Une série de gisements roumains doivent contenir cette espèce, outre ceux qui ont été cités dans la description des gisements [1]): Volhynien de Rădășeni (Suceava), Șerbotești (Vaslui), Dobrovăț (id.), Florești (Soroca), Japca (id.), Vadul Rașcovului (Nistru), Kesti (Bacău), Melicești (Prahova), Colibași (Mehedinți) etc.

L. moroșani sp. nov.

Pl. IV, fig. 4

Par le développement de la carène et de l'aréa postérieur cette espèce se rapproche de *L. danovi* KOLESN. rencontré à Colibași (Mehedinți). Mais

[1]) Balcic, p. 330, Scheia, p. 331.

Institutul Geologic al României

la coquille a une forme subcarrée, l'aréa postérieur est légèrement ailé, le bord palléal étant droit au lieu d'être oblique. Le bord antérieur est régulièrement arrondi jusqu'au niveau de la lunule. Les côtes sont bien marquées sur ce bord antérieur et crénelées, alors que sur le bord postérieur elles sont moins prononcées et moins ornées et plus espacées. Le bord cardinal postérieur est crénelé. La charnière comprend une cardinale et des latérales.

La coquille est beaucoup moins convexe que *L. vassoyevitchi* KOLESN. et de forme plus orbiculaire. Les côtes médianes sont ornées au lieu d'être lisses.

Un seul exemplaire d'une valve droite rencontré à Chișinău (Visterniceni).

L. visterniceniensis nov. sp.

Pl. IV, fig. 5

Cette espèce ne se rapporte à aucune forme décrite, à ce que je sache; comme dans l'espèce *L. vassoyevitchi* KOLESN., les côtes sont espacées, mais les espaces ne sont ici que de la grandeur des côtes. La coquille est plus large que haute; rapport 1,25, au contraire de ce qui a lieu pour *L. vassoyevitchi* où le rapport est 1.

Les côtes médianes sont lisses, les côtes antérieures, au nombre de 6, sont crénelées, les côtes postérieures, au nombre de 7 sont encore plus vigoureusement crénelées, presque épineuses au point où elles touchent les côtes concentriques. La première côte du côté postérieur de la coquille forme carène; elle est courbe, ainsi que les autres côtes des flancs. Les côtes lisses portent seulement des stries chevronnées formées par les côtes d'accroissement. Charnière: Valve droite, IC. Les latérales antérieure et postérieure sont en lames allongées. Valve gauche, IC, une latérale antérieure seulement.

Sur la jeune coquille, la côte qui délimite l'aréa postérieur est très épineuse.

Quatre exemplaires seulement, dont deux jeunes, ont été recueillis à Chișinău, dans la deuxième carrière de Visterniceni.

Lorsque les côtes deviennent irrégulières l'espèce passe à *L. suessi* BARB.

L. suessi BARBOT DE MARNY (non HALAVÁTS)

Pl. IV, fig. 6

1791 *Card. suessi* BARB. DE MARNY, (4), p. 153, fig. 20—22.
1882 *Card. cf. suessi* HILBER, (26), p. 203, fig. 20.
1870 *Card. obsoletum* HOERNES, (28), p. 205, pl. 30, fig. 3.
1929 *Card. timoki* TOULA, (49), p. 15, pl. .., fig. 4.
1877 *Card. suessi* KOLESNIKOV, (30), p. 45, pl. XIV, fig. 357—361.
1932 *Card. suessi* DAVIDASCHVILI, (12), pl. VII, fig. 16, 17.
1935 *Card. suessi* KOLESN., (30 a), p. 119, pl. XVIII, fig. 7—10.

Petite coquille mince portant 20—25 côtes. Sur le type de BARBOT, il y a trois côtes plus saillantes que les autres; il peut y avoir une seule côte sail-

Institutul Geologic al României

lante au niveau de la carène; l'espèce rappelle alors *L. fischerianum* DOENG.; parfois il y en a deux, une qui forme carène, l'autre saillant au milieu des flancs; c'est le type du *C. obsoletum* HOERNES. Il peut y avoir quatre à cinq côtes saillantes qui séparent des côtes de deuxième ordre; l'espèce rappelle alors *L. steindachneri* BRUS. et *L. subfittoni* ANDR. Certaines variétés ont toutes les côtes de même grandeur et rappellent *L. obsoletum* EICH. formant passage à ce groupe. Sur la jeune coquille, les côte sont très épineuses; les fines côtes de l'aréa postérieur portent de longues épines jusque vers le bord cardinal.

La charnière porte une seule dent cardinale et des dents latérales obsolètes.

Dès le Volhynien, dans le bassin de Vienne, toutes les variétés de l'espèce existent.

Dans le Bessarabien de la région de Chișinău on retrouve l'espèce fréquemment, notamment à Cricov (Valea Ichel). Elle a été recueillie dans le Bessarabien de Balcic [1]), d'Ungheni [2]) et dans celui de Soceni (Banat). Elle existe dans tout le Bessarabien du S de la Russie.

GROUPE DE *L. GRACILE* PUSCH = *L. PLICATUM* EICH.

L. gracile PUSCH

1830 *Card. plicatum* EICH., (18), p. 209.
1837 *Card. gracile* PUSCH, (40), p. 66, pl. VII, fig. 4.
1844 *Card. gracile* D'ORB. in HOMMAIRE DE HELL, (29), p. 472, pl. 6, fig. 6—8.
1850 *Card. plicatum* EICH., (19), p. 61, pl. V, fig. 20.
1853 *Card. plicatum* EICH., (20), p. 96, pl. IV, fig. 20.
1858 *Card. demidoffi* BAILY, (5), p. 144, pl. 9, fig. 3.
1897 *Card. plicatum* SINZ., (45), p. 30, pl. IV, fig. 5.
1929 *Card. gracile* KOLESNIKOV, (30), p. 37, pl. XII, fig. 293—308.
1932 *Card. gracile* DAVIDASCHVILI, (12), p. 23, pl. VII, fig. 7—9.
1935 *Card. gracile* KOLESN., (30 a), p. 112, pl. XVI, fig. 23—28.

Coquille aviculiforme, à côtes arrondies, minces, non épineuses, mais à fines écailles. Le type a de 13—18 côtes, d'après KOLESNIKOV; elles s'élargissent vers le bas de la coquille. Les côtes postérieures sont peu marquées et coupées de rides et d'écailles, au niveau où passent les côtes concentriques.

Le type de HOERNES de *L. plicatum* est une coquille de grande taille, à test épais, qui n'a aucun rapport avec la forme russe. C'est peut-être une race occidentale, comme le suggère KOLESNIKOV. *L. latesulcatum* MÜNST. semble se rapporter à cette même espèce, de même que *L. jammense* HILB.

Peu abondante dans le Volhynien du Plateau moldave et celui de la bordure carpatique. (Voir la description des gisements).

[1]) p. 333.
[2]) C'est le *L.* cf. *subfittoni* de VĂSCĂUȚANU.

Institutul Geologic al României

L. praeplicatum HILBER

1882 *C. praeplicatum* HILB., (26), p. 14, pl. I, fig. 40, 41.
1897 *C. plicatum* SINZ., (45), p. 68, pl. IV, fig. 5.
1899 *C. praeplicatum* SOK., (48) var., p. 13, pl. 1, fig. 31—33.
1903 *C. plicatum* SIMIONESCU, (42), p. 14, pl. I, fig. 14.
1905 *C. arcella* BOGATCHEV, (8), p. 176, pl. III, fig. 13—17.
1917 *C. aff. plicatum* ANDRUS., (3), p. 217.
1929 *C. praeplicatum* KOLESNIKOV, (30), p. 35, pl. XII, fig. 278—292.
1935 *C. praeplicatum* KOLESN., (30 a), p. 112, pl. XVI, fig. 13—22.

L'exemplaire figuré par SIMIONESCU de Lespezi (Suceava) est convexe, subcarré, il porte de 13—14 côtes. Des échantillons très voisins, mais plus quadrangulaires, proviennent d'Ilreatca (Suceava) en Bucovine. Ils ressemblent à *L. plicatum* SINZ., mais les côtes sont plus serrées. Celles des côtés antérieur et postérieur portent des chevrons ou des écailles qui se continuent entre les côtes. C'est à peu près le caractère du type de HILBER.

Le type de HILBER ressemble aux jeunes coquilles de *L. gracile* qui, à quelques millimètres de taille, ont les côtes bien crénelées et plus serrées que chez l'adulte. La coquille de *L. praeplicatum* a le bord postérieur plus élevé que *L. gracile*.

En Roumanie, l'espèce est cantonnée dans le Volhynien.

Elle apparaît dans le Tortonien de Galicie (type de l'espèce); dans les couches à *Venus konkensis* du bassin de Konka où elle persiste dans le Volhynien. Les variétés des couches de Tchorak qui ont les côtes moins nombreuses sont appelées par KOLESNIKOV *L. bogatchevi*.

L. gracile PUSCH var. *pseudobogatchevi* n. var.
Pl. IV, fig. 8

Cette unique coquille a été recueillie à Balcic, dans le Bessarabien. Elle reproduit d'une façon frappante l'espèce souche, *L. bogatchevi* KOLESN. [1]). C'est un simple retour atavique. L'espèce tortonienne porte 16—20 côtes; ici, il y a 13 côtes seulement sur les flancs et deux côtes postérieures, une touchant la treizième côte qui forme carène et une au milieu de l'aréa postérieur. Celui-ci est orné de côtes d'accroissement de chaque côté de cette côte médiane. Les espaces compris entre les côtes sont plus grands que ceux de *L. bogatchevi*.

L. gracile PUSCH var. *bessarabiensis* n. var.
Pl. III, fig. 9

Variété très proche des échantillons de *L. gracile* figurés par KOLESNIKOV, mais la coquille est plus arrondie au niveau du crochet, de sorte qu'à ce niveau les côtes sont courbes, dirigées en avant comme lui, au lieu d'être droites.

[1]) (30), pl. XII, fig. 276.

Institutul Geologic al României

Elles sont anguleuses chez le jeune, arrondies légèrement chez l'adulte. Elles sont au nombre de 9 comme chez *L. gracile*. Elles diminuent régulièrement de taille vers le côté antérieur de la coquille et sont de plus en plus serrées. La partie antérieure de la coquille porte seulement une côte très mince, la partie postérieure porte des côtes à peine saillantes ornées de fortes ondulations du test qui se répètent sur le bord de la coquille.

La charnière est visible sur un exemplaire du musée de Chișinău; la formule des dents est complète sur cette valve droite: deux cardinales, deux latérales antérieures et deux latérales postérieures. Sur les exemplaires figurés de Rădășeni (Suceava), encroûtés dans des grès calcaires, la charnière n'est pas dégageable.

Dans le Volhynien en Bucovine, dans le Bessarabien en Bessarabie.

L. gracile Pusch var. *plicatofittoni* Sinz.

Pl. IV, fig. 8

1897 *Card. plicatofittoni* Sinz., (45), p. 68, pl. IV, fig. 1—3.
1903 *Card. latesulcatum* Simionescu, (42), p. 14, pl. I, fig. 9.
1929 *Card. gracile* var. *plicatofittoni* Sinz. in Kolesnikov, (30), p. 40, pl. XIII. fig. 315—320.
1932 *Card. gracile* var. *plicatofittoni* Davidaschvili, (12), p. 24, pl. VII, fig. 10—15.
1935 *Card. plicatofittoni*, Kolesn., (30 a), p. 114, pl. XVII, fig. 6—9.

L. gracile var. *plicatofittoni* est intermédiaire entre *L. fittoni* et *L. gracile*.

De *L. gracile* il se rapproche par le galbe et la disposition des côtes. De *L. fittoni* il possède la taille, la convexité, le nombre de côtes (moins grand que chez *L. gracile*), le caractère des côtes en écailles épineuses qui saillent au-delà de la partie inférieure de la coquille.

La variété peut être très voisine de *L. fittoni* et ne s'en distinguer que par 8 côtes très fines; les côtes antérieures et postérieures peuvent être aussi couvertes d'épines aigües.

La coquille figurée ressemble à la figure 294 de Kolesnikov à côtes très fines, également au nombre de 8. La dernière côte délimite l'aréa postérieur qui porte trois côtes épineuses, la dernière limitant l'écusson. Le bord antérieur est lisse au niveau de la lunule et porte sur cet exemplaire des bourrelets sinueux. Les côtes médianes des flancs sont moins épineuses que les autres.

Très proche est la variété figurée par Simionescu sous le nom de *L. latesulcatum* Münst.; mais il n'y a que 6 ou 7 côtes sur les flancs et 4 côtes postérieures.

Sur ces exemplaires à côtes très fines le test est mince et translucide.

Des exemplaires aberrants portent 11 côtes légèrement épineuses, les côtes antérieure et postérieure sont très fines et presque uniquement marquées par des épines.

Institutul Geologic al României

La charnière porte une cardinale verticale fine et aigüe, une latérale antérieure saillante (LAII) dépassant le bord cardinal, une latérale postérieure (LPII) obsolète.

L'espèce sous cette variété se rencontre fréquemment en Bessarabie (Chișinău, Cricov, Orhei, etc.); à Balcic, à Ungheni à Șimleul Silvaniei (Transylvanie).

Elle caractérise le Bessarabien.

L. fittoni D'ORBIGNY

1845 *Card. fittoni* D'ORB., in MURCHISON, de VERNEUIL et KAYSERLING, (35), p. 499, pl. XLIII, fig. 38, 39.
1882 *Card. fittoni* COBĂLCESCU, (10), p. 117, pl. VIII, fig. 6.
1912 *Card. fittoni* SCHWETZ, (41), p. 499, pl. 43, fig. 38, 39.
1929 *Card. fittoni* KOLESNIKOV, (30), p. 41, pl. XIII, fig. 321—331.
1932 *Card. fittoni* DAVIDASCHVILI, (12), p. 25, pl. VII, fig. 18—20.
1935 *Card. fittoni* KOLESN., (30 a), p. 115, pl. XVII, fig. 10—13.

Certains exemplaires ont les épines des côtes très serrées, mais elles n'arrivent jamais à donner le fin treillissage régulier de *L. plicatofittoni*. Sur l'aréa postérieur, avant l'écusson, il n'y a plus de côtes, mais un gros bourrelet sinueux. La charnière porte à la valve droite une dent cardinale verticale; le rebord du plateau cardinal simule une deuxième dent. La dent latérale LAIII est bien développée, LAI à peine marquée, LPI lamelliforme. A la valve gauche la dent cardinale est verticale, triangulaire, LAII épaisse et dépassant le bord cardinal, LPII est faiblement développée. Sur certains exemplaires la dent 4b subsiste sous forme d'une mince protubérance du bord cardinal, visible à la loupe.

Seules la charnière et les côtes internes rappellent le genre *Cardium*. La forme de la coquille et l'ornementation externe évoquent certains *Oxytoma* du Jurassique.

Très répandue dans tout le Sarmatien de Roumanie: Volhynien de Repedea (Iași), Valea Budului (Bacău), Cetățuia (Dobrovăț), Bessarabien de Chișinău, Cricov (gros exemplaires à côtes et épines énormes dans l'oolithe calcaire); Scheia (exemplaires toujours assez petits dans les sables), Valea Satului (Vaslui); Șimleul Silvaniei (Transylvanie), plus de nombreux gisements cités par les auteurs.

Très abondante en Russie où elle caractérise le Bessarabien. Dans le détroit de Kertch, elle caractérise un horizon sableux auquel semblent correspondre les sables de Moldavie.

L. subfittoni ANDRUSOV

1902 *Card. subfittoni* ANDR., (2), p. 481, pl. IX, fig. 9.
1929 *C. subfittoni* KOLESNIKOV, (30), p. 22, p. VII, fig. 4.

Institutul Geologic al României

1932 *C. subfittoni* DAVIDASCHVILI, (12), p. 22, pl. VII, fig. 4.
1935 *Card. subfittoni* KOLESN., (30 a), p. 116, pl. XVII, fig. 14—18.

L. subfittoni ANDR. est un *L. fittoni* dans lequel il y a une différenciation des côtes en côtes de premier et de deuxième ordre. Il peut y avoir deux à trois côtes de deuxième grandeur, parfois une seule. Parfois, la différenciation n'est plus marquée et toutes les côtes sont égales. Il existe alors une carène formée par une large côte écailleuse et qui délimite un aréa postérieur contenant 5—6 fines côtes écailleuses.

Balcic, p. 333, Chișinău, p. 332, Soceni (Banat).

L. barboti R. HOERNES

Pl. III, fig. 3

1874 *Card. barboti* R. HOERNES, (27), p. 58, pl. II, fig. 21.
1891 *Card.* aff. *squamulosum* DESH. in HILBER, (26), p. 11, fig. 18.
1902 *Card. barboti* ANDRUSOV, (2), p. 478, pl. IX, fig. 10—16.
1929 *Card. barboti* VASCĂUȚANU, (50), p. 21, pl. VIII, fig. 5, 6.
1932 *Card. barboti* DAVIDASCHVILI, (30), p. 21, pl. VII, fig. 1—3.
1929 *Card. barboti* KOLESNIKOV, (12), p. 44, pl. XIV, fig. 338—343.
1935 *Id.*, (30 a), p. 117, pl. XVII, fig. 19—23.

L'espèce a été décrite en détails par les auteurs russes; d'autre part, elle est très rare en Roumanie; il sera donc renvoyé à leurs descriptions.

L. barboti se rencontre toujours dans des argiles plastiques, d'où une forme très variable. Elle est toujours très inéquilatérale. La variété la plus fréquente est celle qui porte trois côtes principales sur les flancs de la coquille, séparées par de fines côtes (16—26); l'aréa postérieur est délimité par une côte et il en porte deux autres. Lorsqu'on regarde le test à la loupe, on y voit des côtes concentriques formant de véritables ondulations qui, de temps à autre, se soulèvent pour former une épine. C'est l'ensemble de ces épines juxtaposées qui constitue les côtes. La charnière n'est pas connue puisqu'on n'a jamais pu dégager une coquille.

Cantonné dans le Bessarabien: Ungheni (rare), Balcic, en lumachelle, pl. III, fig. 3), Soceni (Banat) Șimleul Silvaniei (Transylvanie).

L'espèce caractérise également les argiles bessarabiennes dans le détroit de Kertch.

L. centropleurum ANDR. semble une simple variété à côtes plus nombreuses, à bord antérieur bien développé. Elle ne se rencontre pas en Roumanie, mais dans le détroit de Kertch.

GROUPE DE *L. LITHOPODOLICUM* DUBOIS = *PROTRACTUM* EICH.

L. lithopodolicum DUBOIS

1831 *Card. lithopodolicum* DU BOIS DE MONTPEREUX, (16), p. 63, pl. VII, fig. 29.
1850 *Card. protractum* EICH., (19), p. 61, pl. VI, fig. 18.

Institutul Geologic al României

1853 *Card. protractum* EICH., (20), p. 9, pl. IV, fig. 18.
1882 *Card. subprotractum* HILB., (26), p. 17, pl. I, fig. 46.
1903 *Card. lithopodolicum* LASKAREV, (32), p. 75, pl. III, fig. 21, 22, et pl. IV, fig. 23, 24.
1929 *Card. lithopodolicum* KOLESNIKOV, (30), p. 24, pl. VIII, fig. 174—179.
1932 *Card. protractum* DAVIDASCHVILI, (12), p. 13, pl. V, fig. 6, 7.
1935 *Card. lithopodolicum* KOLESN., (30 a), p. 102, pl. XIV, fig. 7—10.

Pour les discussions sur les synonymies voir KOLESNIKOV.

Côtes plates et polies, espaces entre les côtes à peu près moitié de leur largeur dans la partie inférieure de la coquille, quelquefois moins; côtes d'accroissement bien marquées; extrémité postérieure de l'aréa postérieur lisse. La charnière n'a pas été figurée. On trouve en général des moules dans des calcaires fins.

L'espèce comprend des variétés qui relient le groupe à celui de *L. obsoletum* par *L. vindobonense* PARTSCH et L. *ruthenicum* HILB.

Elle est caractéristique du Volhynien, mais les variétés sont si nombreuses qu'il est impossible de savoir si on a affaire à la forme volhynienne ou à la mutation bessarabienne *L. balcicensis* GILLET lorsqu'on n'a pas un matériel très bien conservé. C'est cette espèce, citée par TOULA (49 a) sous le nom de *L. protractum*, qui lui a fait attribuer la série inférieure de Balcic au Volhynien, alors qu'elle est en réalité bessarabienne.

L. obsoletum var. de HOERNES (28) paraît un *L. lithopodolicum*; *L. holubicense* HILB. est une forme très approchante.

L. lithopodolicum est abondant dans le Bassin de Vienne et en Russie du S.

En Roumanie: Camanulinic, lumachelle, (Valea Sevendicului); Ștefănești (Botoșani); Tega (Buzău); Matița (Măgura), Valea Căruțașului; Tisa (lumachelle); Melicești, Bistrița; Apostolache (Valea Glodului), (Prahova); entre Goyan et Kictros (Chișinău), etc.

L. ruthenicum HILB.

1882 *Card. ruthenicum* HILB., (26), p. 15, pl. I, fig. 42.
1882 *Card. subprotractum* HILB., (26), p. 17, pl. I, fig. 47.
1903 *Card. lithopodolicum* DUB. var. *ruthenica* LASKAREV, (32), p. 75, pl. III, fig. 1—8.
1929 *Card. ruthenicum* KOLESNIKOV, (30), p. 21, pl. VIII, fig. 169—173.
1932 *Card. ruthenicum* DAVIDASCHVILI, (12), p. 12, pl. V, fig. 1—5.
1935 *Card. ruthenicum* KOLESN., (30 a), p. 101, pl. XIV, fig. 1—6.

L'espèce se rapproche de *L. lithopodolicum* par la carène et par les côtes polies. D'après les dernières figurations, *L. ruthenicum* se distingue nettement de *L. lithopodolicum* par la forme subcarrée, les côtes fines, plus nombreuses et rondes. La charnière n'a pas été figurée. C'est une transition du groupe de *L. lithopodolicum* à celui de *L. obsoletum*; il doit y avoir tous les passages entre *L. ruthenicum* et *L. lithopodolicum*.

L'espèce apparaît dans le Miocène moyen de Galicie. Elle est abondante dans le Volhynien du S de la Russie.

Institutul Geologic al României

Volhynien de Stânca (Botoșani), (signalé par SIMIONESCU); entre Goyan et Kictros (Valea Ichel) dans le même niveau; à Orhei, une lumachelle dans le même niveau.

L. sarmaticum KOLESNIKOV

1882 *Card. protractum* HILBER, (26), p. 16, pl. I, fig. 44, 45.
1903 *Card. protractum* SIMIONESCU, (42), p. 15, pl. I, fig. 15.
1929 *Card. sarmaticum* KOLESNIKOV, (30), p. 13, pl. VIII, fig. 180—183.
1932 *Card. sarmaticum* DAVIDASCHVILI, (12), p. 13, pl. V, fig. 11.
1935 *Card. sarmaticum* KOLESN., (30 a), p. 103, pl. XIV, fig. 11.

Il se distingue de l'espèce précédente par sa grande obliquité, ses côtes en faisceaux. Il doit y avoir tous les passages à *L. lithopolicum* dont il possède l'aréa postérieur lisse.

L. sarmaticum se relie à *L. papyraceum* var. *inflata* SINZ. Il y a des variétés auriculées qui rappellent cette dernière variété de l'espèce de SINZOV. *L. sarmaticum* semble aussi passer à *L. laevigato-loveni* KOLESN.

Le type figuré par SIMIONESCU sous le nom de *L. protractum* vient du Volhynien de Stânca (Botoșani). L'espèce a été retrouvée entre Goyan et Kictros (Valea Ichel). Elle existe dans le Volhynien de la bordure des Carpates où elle a été citée sous le nom de *L. protractum* EICH.

L. balcicensis nov. sp.

Pl. IV, fig. 9 a-e

L'espèce se distingue de *L. lithopodolicum* par son large crochet, fortement proéminent, la forme très inéquilatérale, le bord antérieur étant peu développé, la carène mieux prononcée.

Côtes largement séparées, coquille souvent carrée, bord postérieur très déprimé par rapport au flancs comme dans *L. lithopodolicum*. On trouve une série de variétés intermédiaires entre la forme oblique et la forme carrée; certaines variétés à crochet moins développé rappellent tout à fait *L. ruthenicum*, mais le crochet est toujours plus large et plus proéminent.

C'est certainement cette espèce que TOULA (49 a) a décrite de Balcic sous le nom de *L. protractum*. Elle diffère de l'espèce bessarabienne *L. quadripartitum* par la plus grande largeur des crochets et les côtes moins serrées.

L. quadripartitum KOLESNIKOV

1875 *Card. obsoletum* R. HOERNES, (27), p. 71, pl. II, fig. 20.
1929 *Card. quadripartitum* KOLESNIKOV, (30), p. 29, pl. IX, fig. 215—228; var. *protractiformis* KOLESN., fig. 229—235; var. *squamatum* pl. XI, fig. 270—275.
1935 *Card. quadripartitum* KOLESN. et var *protractiformis* KOLESN., *ibid.*, p. 104 et 105, pl. XIV, fig. 21—24 et pl. XV, fig. 1—3.

Institutul Geologic al României

C'est une coquille carénée de même forme que *L. lithopodolicum* mais à côtes treillissées. Elles sont très fines et serrées dans la variété *protractiformis* ANDR.

Sur la partie postérieure de la coquille, la grande largeur des intervalles entre les côtes rappelle *L. laevigato-loveni* KOLESN. La ressemblance entre la variété *squamata* de *L. quadripartitum* à côtes très espacées et *L. laevigato-loveni*, fig. 265 de KOLESNIKOV est frappante mais la coquille de la variété *squamata* est plus oblique. KOLESNIKOV rattache cette variété à *L. quadripartitum* et non à *L. loveni*, comme le faisait ANDRUSOV dans un ouvrage inédit, parce qu'il y a tous les passages de la variété *squamata* à la forme type de *L. quadripartitum*. Lorsque la carène de *L. quadripartitum* est écailleuse, il y a transition à *L. praefischerianum* KOLESN. qui est lui-même une forme de passage à *L. fischerianum*.

L. quadripartitum est certainement dérivé de *L. lithopodolicum*; les espèces de passage n'ont pas été trouvées.

Bessarabien de Chișinău.

L. praefischerianum KOLESN.

Pl. IV, fig. 11

1929 *Card. praefischerianum* KOLESNIKOV, (30), p. 32, pl. X, fig. 236—242.
1932 *Card. praefischerianum* DAVIDASCHVILI, (12), p. 16, pl. V, fig. 21.
1935 *Card. praefischerianum* KOLESN., (30 a), p. 109, pl. XV, fig. 12—19.

L'espèce est très voisine de *L. sarmaticum* dont elle se distingue par une carène bien marquée, garnie d'épines. Les côtes sont lisses. Il existe toutes les transitions à *L. fischerianum* qui présente les mêmes caractères exagérés, et où les côtes sont moins nombreuses.

Ce qui distingue aussi *L. praefischerianum* de *L. fischerianum* c'est la grande taille; les coquilles jeunes de *L. praefischerianum* ayant la carène à chevrons simples de l'adulte, on ne peut attribuer *L. praefischerianum* à une forme adulte de la petite espèce *L. fischerianum*, comme il semblerait à première vue.

ANDRUSOV suppose que *L. praefischerianum* est une forme ancestrale des Plagiodacnes qui apparaissent dans les Couches à Congéries supérieures du Bassin pannonique. Il faut noter la disparition des dents LAII et LAIII toujours bien marquées dans l'espèce sarmatienne. La cardinale disparaît parfois dans *L. praefischerianum* comme dans les Plagiodacnes.

L'espèce est localisée dans le Bessarabien où elle est rare à Chișinău.

L. fischerianum DOENG.

Pl. IV, fig. 12

1852 *Card. fischerianum* DOENGING, (15), p. 192, pl. IX, fig. I.
1929 *Card. fischerianum* KOLESNIKOV, (30), p. 33, pl. X, fig. 246—257.

Institutul Geologic al României

1932 *Card. fischerianum* DAVIDASCHVILI, (12), p. 17, pl. V, fig. 19 et 20.
1935 *Card. fischerianum* KOLESN., (30 a), p. 110, pl. XVI, fig. 1—6.

Forme toujours trapezoïdale; chez la jeune coquille les épines de la carène sont très longues et aigües, ainsi que celles qui bordent le bord cardinal postérieur. La coquille reste toujours de petite taille, ce qui avec le plus grand développement des épines et le développement plus grand de l'aréa postérieur la distingue de *L. prefischerianum*. L'espèce se distingue de *L. pseudofischerianum*: 1) par les côtes contigües, peu saillantes, légèrement épineuses au bord palléal antérieur; 2) par le bord postérieur a côtes très atténuées.

Charnière: Valve droite, dent cardinale aigüe, saillante, LAI à l'état de rudiment sur certaines coquilles, LAIII courte lamelleuse, LPI allongée, lamelleuse; la dent cardinale disparaît souvent. Valve gauche, dent cardinale verticale, aigüe, très mince, LAII bien marquée, triangulaire, LPII obsolète. La charnière est mieux développée chez la jeune coquille que chez l'adulte.

Fréquente dans la région de Chișinău, l'espèce est localisée dans le Bessarabien ; citée à Ungheni (p. 331).

L. pseudofischerianum SINZ.

1875 *Cardium pseudofischerianum* SINZOW, (43), p. 1, pl. II, fig. 1, 2.

Petite espèce caractérisée par des côtes lisses, presque contiguës, sur le type bui vient de Chișinău. Sur les exemplaires recueillis dans le même gisement la forme est moins trapézoïdale, les côtes sont moins épaisses et parfois espacées jusqu'à moitié de la largeur des côtes. Le bord postérieur est délimité par une carène épineuse. Les côtes sont épineuses sur les aréas antérieur et postérieur, elles sont au nombre de 5 ou 6 sur chaque aréa, épaissies sur le côté antérieur. La charnière est sensiblement la même que celle de *L. subfittoni*. Valve droite: dent cardinale aigüe, saillante; LAI triangulaire, LPII lamelleuse, toutes deux bien développées; valve gauche, dent cardinale mince, aiguë; LAII lamelleuse, LAIV faiblement marquée, LPII obsolète.

L. semisquamulosum SINZ., du même gisement, diffère de *L. pseudofischerianum* par la présence sur les côtes des aréa antérieur et postérieur de lames d'accroissement au lieu d'épines. On peut la considérer comme une simple variété de cette espèce (pl. IV, fig. 13).

On peut attribuer à la variété *semisquamulosum* SINZ. un exemplaire adulte de petite taille et deux toutes petites coquilles dont deux sont ici figurées. Les côtes sont plates, très élargies au bord ventral, nettement espacées, sauf chez les coquilles jeunes qui présentent le caractère type du *L. squamulosum* SINZOV. De même les côtes, droites sur la jeune coquille, comme dans le type de SINZOV, sont courbées vers l'avant chez l'adulte. L'une d'elles plus mince et plus saillante forme une carène qui délimite un aréa postérieur portant 5 à 6 côtes rugueuses, comme sur le type de SINZOV. Les côtes d'accroissement sont moins

Institutul Geologic al României

marquées sur les flancs que sur les côtés de la coquille, ce qui fait paraître les côtes des flancs lisses. Charnière: à la valve droite une cardinale, une latérale postérieure allongée; à la valve gauche une cardinale, une latérale antérieure mince et allongée.

L'espèce semble localisée a Chișinău où elle est assez rare dans la deuxième carrière.

L. loveni (NORD.) SINZOW

Pl. IV, fig. 14

1875 *Card. loveni* NORDMANN in SINZOW, (43), p. 13, pl. II, fig. 11, 12.
1929 *Card. loveni* KOLESNIKOV, (30), p. 34, pl. XI, fig. 258—263.
1932 *Card. loveni* DAVIDASCHVILI, (12), p. 17, pl. V, fig. 8, 9, 10.
1935 *Card. loveni* KOLESN., (30 a), p. 108, pl. XV, fig. 7—9.

L'espèce se distingue de *L. lithopodolicum* dont la forme générale est très approchante, par les côtes recoupées d'épaisses lames d'accroissement ondulées donnant au test l'aspect des tuiles d'un toit. Ces côtes sont petites, à peine saillantes et séparées par des espaces moitié aussi larges qu'elles. Vers le bord antérieur de la coquille des ondulations qui parcourent les côtes et les espaces qui les séparent deviennent très aiguës, tandis que ces espaces diminuent. Le contraire a lieu sur le bord postérieur où les côtes sont presque effacées.

La coquille est mince, translucide dans le jeune âge. Charnière: valve droite, dent cardinale quelquefois très aiguë, parfois pres que obsolète; LAIII en lame triangulaire, LAI souvent développée en une lame très mince; LPI lamellaire; valve gauche, dent cardinale très saillante ou presque effacée, LAII lamellaire, LPII presque disparue, souvent confondue avec le bord cardinal.

Certaines variétés à test peu orné se rapprochent de *L. quadripartitum* var. *protractiformis* KOLESN., mais elles se distinguent par le test moins convexe.

Très abondante dans la région de Chișinău où elle semble localisée jusqu'à la Valea Ichel (Cricov).

L. laevigatoloveni KOLESN.

1929 *Card. laevigatoloveni* KOLESN., (30), p. 35, pl. XI, fig. 264—269.
1932 *Card. laevigatoloveni* DAVIDASCHVILI, (12), p. 17, pl. V, fig. 12—13.
1935 *Card. laevigatoloveni* KOLESN., (30 a), p. 108, pl. XV, fig. 10, 11.

Cette espèce semble une simple variété de l'espèce précédente; elle peut atteindre 5 à 5,5 cm. Le bord postérieur est plus aliforme que celui de l'espèce type et rappelle celui de *L. nitikini* ANDR. de l'Aktchagylien. Le caractère des côtes est le même, mais elles sont plus plates.

L'ornementation caractéristique de *L. loveni* a disparu sur la plupart des échantillons; sur certains les ondulations qui intéressent les côtes et les espaces entre ces côtes ont persisté. Le test ne forme cependant jamais de tuiles, sauf sur le bord antérieur où les ondulations sont largement soulevées au niveau des côtes. Le bord postérieur porte de larges écailles peu saillantes.

Institutul Geologic al României

Les côtes des flancs, qui sont très peu saillantes, vont en s'élargissant jusqu'à l'aréa postérieur, délimité par une grosse côte, puis elles diminuent progressivement sur l'aréa postérieur.

Cette variété est plus rare que la forme type; on la trouve actuellement dans la première carrière de Visterniceni (Chișinău).

L. papyraceum SINZ.

Pl. IV, fig. 15 et 16

1875 *Card. papyraceum* SINZ., (43), p. 15, pl. II, fig. 4—7.
1929 *Card. papyraceum* KOLESNIKOV, (30), p. 27, pl. VIII, fig. 204—214 (var. *aviculare*), 184—196 (var. *inflata*); 197—203 (var. *aviculaeformis*).
1932 *Card. papyraceum* DAVIDASCHVILI, (12), p. 14, 15, pl. V, fig. 14, 15 (var. *aviculare*) fig. 16; 17 (var. *inflata*), fig. 18 *(aviculaeformis)*.
1 35 *Cardium inflatum, Card. inflatum* var. *aviculaeformis, Card. aviculare* KOLESN. (30 a), p. 106 et 107, pl. XIV, fig. 12—20.

A première vue dans cette curieuse espèce les caractères du genre semblent disparus, surtout dans la variété *aviculare* SINZ. qui rappelle le genre *Avicula*. Mais, à la loupe, on voit de fines côtes externes séparées par les espaces étroits ornés comme les côtes d'ondulations de la surface du test. Le bord des valves est crénelé; de plus, l'intérieur de la coquille porte des côtes, ce qui est caractéristique du genre. Ces côtes sont de même largeur que les dépressions qui les séparent et qui représentent les côtes externes. Le test est extrêmement mince. La charnière porte une dent cardinale très mince, visible seulement à la loupe. Les dents LAIII et LPI sont très longues et très saillantes, mais la dent postérieure est deux fois plus longue que l'antérieure. Chez certaines formes la charnière est presque obsolète.

La variété *inflata* SINZ. est très oblique, le crochet y est fortement prosogyre. Elle peut subir un allongement dorso-ventral encore plus grand et s'aplatir. Elle passe alors à la variété *aviculare* SINZ. Dans les deux variétés les côtes des aréas antérieur et postérieur portent de fines dentelures qui forment parfois sur le bord cardinal des denticulations aigües.

La variété *aviculaeformis* KOLESN. a le bord postérieur tres développé. Elle a des côtes très fines recoupées de stries concentriques. Elle forme des lumachelles dans la première carrière de Visterniceni (Chișinău), comme dans les environs d'Armavir, d'après KOLESNIKOV.

Les autres variétés citées plus haut sont fréquentes dans la deuxième carrière de Visterniceni et à Cricov (Valea Ichel).

L'espèce existe à Baia (Suceava), (coll. univ. Iași).

GENRE *PHYLLICARDIUM* ANDR. 1903 = *PHYLLOCARDIUM* FISCHER 1887.

Coquille plate ou bombée, côtes peu saillantes, souvent plates. Formule de la charnière : $\frac{\text{LAI-3a-3b-LPI}}{\text{LAII - 2a - LPII}}$.

Institutul Geologic al României

Phyllicardium doenginki SINZ.

Pl. IV, fig. 18

1897 *Cardium doenginki* SINZ., (45), p. I, pl. VII, fig. 3—5.
1903 *Phyllicardium Doenginki* ANDRUSOV, (2), p. 21, tabl. I, fig. 1, 2.
1929 *Cardium doenginki* KOLESNIKOV, (30), p. 49, pl. XV, fig. 388, 389.
1932 *Cardium (Phyllicardium) doenginki* DAVIDASCHVILI, (12), p. 30, pl. VII, fig. 21, 22.
1935 *Card. doenginki* KOLESN., (30 a), p. 122, pl. XVIII, fig. 28, 29.

Le type vient de Chișinău où l'espèce est assez rare, ainsi qu'à Cricov (Valea Ichel).

Les auteurs ont figuré des coquilles très plates qui correspondent à certains exemplaires de ma collection (fig. 18 b). Un autre exemplaire de Chișinău (Visterniceni) est légèrement bombé. Un échantillon provenant d'Orhei a la coquille convexe et l'aile postérieure concave, 8 larges côtes sur la coquille principale, 3 côtes à peine marquées sur l'aréa postérieur. Il semble que la coquille jeune ait été plate, puis soit devenue de plus en plus convexe, (fig. 18 a).

La variabilité de l'espèce est très grande, puisqu'elle peut avoir jusqu'à 15 côtes sur la coquille médiane et que l'aréa postérieur peut être lisse ou orné.

La dent cardinale seule est visible sur l'exemplaire d'Orhei. Les auteurs russes citent des dents latérales dans les formes de Kertch, mais les exemplaires bessarabiens n'en ont plus.

Le test est mince, la coquille translucide; de là sans doute la rareté des échantillons dans les calcaires oolithiques grossiers.

Espèce caractéristique du Bessarabien en Roumanie. En Russie, elle apparaît dans le Volhynien de l'ile de Koncha.

Elle a été signalée à Soceni (Banat roumain), (ma collection).

Phyllicardium orheiensis nov. sp.

Pl. IV, fig. 17

Petite espèce dont un unique exemplaire d'Orhei est représenté. Equilatérale, très développée antéro-postérieurement; 14 côtes plus ou moins fortes ornent les flancs, elles forment un éventail partant du crochet; les espaces entre les côtes sont inférieurs à leur largeur. Une 15-e côte, beaucoup moins épaisse, délimite un aréa postérieur orné de fines côtes rayonnantes. Malheureusement, le test est enlevé en grande partie. Les côtes ne semblent pas avoir porté d'écailles; elles sont recoupées par d'épaisses côtes concentriques. Comme chez tous les *Phyllicardium*, les côtes s'élargissent vers le bord inférieur de la coquille où elles forment une série de méplats.

Rapports et différences. L'espèce se distingue de *P. doenginki* SINZ.: 1) par sa petite taille, 2) par ses côtes largement étalées, 3) par sa forme équilatérale qui la distingue de toutes les autres espèces du genre. La concavité de la coquille et des côtes la font ranger dans le genre *Phyllicardium*.

Institutul Geologic al României

CONCLUSIONS

I. FACIÈS

Les faciès sont très variés à l'époque volhynienne, comme nous l'avons vu au début de ce travail; au Bessarabien, il y a surtout des sables et des calcaires à éléments zoogènes. Les argiles ont une répartition assez clairsemée. Elles ne représentent pas des dépôts de profondeur, mais des sédiments de régions calmes où les grains fins peuvent s'accumuler à l'abri des vagues. Les boues calcaires telles que celles qui composent les falaises de Balcic se sont aussi accumulées dans des anses abritées.

Dans les régions agitées se déposent les calcaires oolithiques et les sables grossiers du Bessarabien.

Le fait que nous ne connaissions pas de faune profonde dans la mer sarmatique tient d'abord à ce que c'était une mer épicontinentale; peut-être aussi à ce qu'il y avait, comme dans la mer Noire actuelle, production d'H_2S sur le fond, sous l'action des bactéries sulfureuses.

Nous laissons de côté, comme nous l'avons dit au début de ce travail, le Chersonien où les *Cardium* semblent à peu près inexistants.

II. FAUNES

1. *Localisations sur le fond, associations.* La faune des sables volhyniens, qui réunit un certain nombre d'espèces propres au faciès, dans le bassin de Vienne, ne présente pas en Roumanie d'association particulière, pas plus que celle des calcaires volhyniens.

Dans les faciès vaseux du Volhynien, on trouve *L. gracile* PUSCH, associé à d'autres espèces peu ornées appartenant à des genres différents.

Les calcaires oolithiques du Bessarabien contiennent en abondance les *Limnocardium* très ornés ou même épineux, tels que *L. fittoni* d'ORB., *L. subfittoni*, *plicatofittoni* SINZ., *L. suessi* BARB., avec quantité de *Trochus* très ornés et de *Cerithium* à tours saillants. Ces coquilles offrant une bonne résistance à la vague, elles ont subsisté et pullulé grâce à une nourriture copieuse. La reproduction que nous avons donnée de blocs de calcaires de Chişinău montre l'exhubérance de faune de cette région qui était certainement liée à une exhubérance du microplancton. Les coquilles de *L. fittoni* atteignent des dimensions énormes dans les oolithes grossières de Cricov (Valea Ichel).

Dans les milieux sableux, comme à Scheia, cette coquille est au contraire de petite taille, les autres espèces épineuses de *Limnocardium* n'existent pas [1]), les *Turbo* sont de toute petite taille. On ne peut pas dire qu'il y ait une faune qui caractérise le Bessarabien sableux, comme nous l'avons vu plus haut

[1]) Quelques-unes ont été rencontrées par l'auteur dans les sables de Soceni (Banat), mais elles sont de toute petite taille: *L. suessi* BARB., *L. subfittoni* ANDR.

Institutul Geologic al României

(p. 330); ce faciès ne se distingue guère que par des caractères négatifs par rapport aux espèces caractéristique des calcaires grossiers.

Dans les dépôts vaseux bessarabiens, on trouve deux espèces de *Limnocardium*: *L. michailovi* TOULA et *L. barboti* HOERNES, avec *Cryptomactra pesanseris* (MAY.) ANDR. Ce sont des espèces à test très mince, pour ainsi dire jamais conservé. Elles portaient de très légères épines, très fragiles. Ces coquilles ne pouvaient vivre que dans les endroits calmes à vase fine où leur test ne risquait pas d'être brisé. Elles forment en certains point de véritables lumachelles, ce qui prouve que là où elles vivaient ces coquilles trouvaient une nourriture aussi riche que la faune des anses agitées.

Outre ces localisations d'ordre général, il y a dans chaque point de la mer sarmatique des gîtes recherchés pour l'une ou l'autre espèce. Dans les calcaires bessarabiens, par exemple, on rencontre des bancs uniquement remplis de Mactres, d'autres où se localisent les Cerithes, d'autres enfin où sont uniquement des *Limnocardium*; c'est ce qui se produit sur nos plages. A Balcic on rencontre des bancs entiers de petits *Limnocardium* du groupe d'*obsoletum* EICH. intercalés au milieu des couches à *Mactra podolica* EICH.

2. *Localisations stratigraphiques*. Plusieurs des espèces que l'on a citées plus haut sont caractéristiques de sous-étage: *L. plicatum* EICH. = *L. gracile* PUSCH est, avec *L. lithopodolicum* DUB. = *L. protractum* EICH., caractéristique du Volhynien.

Pour le Bessarabien, sont caractéristiques, *L. plicatofittoni*, *L. pseudofittoni*, *L. michailovi* TOULA, *L. barboti* HOERNES *L. balcicensis* GILLET, *L. quadripartitum* KOL., *L. fischerianum* DOENG., *L. pseudofischerianum* SINZ., *L. praefischerianum* KOLESN., *L. loveni* et var. SINZ., *L. papyraceum* SINZ., etc.

III. FILIATION DES DIFFÉRENTS GROUPES

Suivant la loi générale, on voit d'abord apparaître de petits *Limnocardium* au Buglovien, époque où s'ébauche la mer sarmatique; puis le nombre et la taille des espèces augmentent au Volhynien; quelques espèces sont encore proches de la forme souche: *Cardium edule*. Au Bessarabien, les divers rameaux se différencient largement; tandis que certaines espèces atteignent une grande taille, il se produit en même temps une abondance de mutations et de somations.

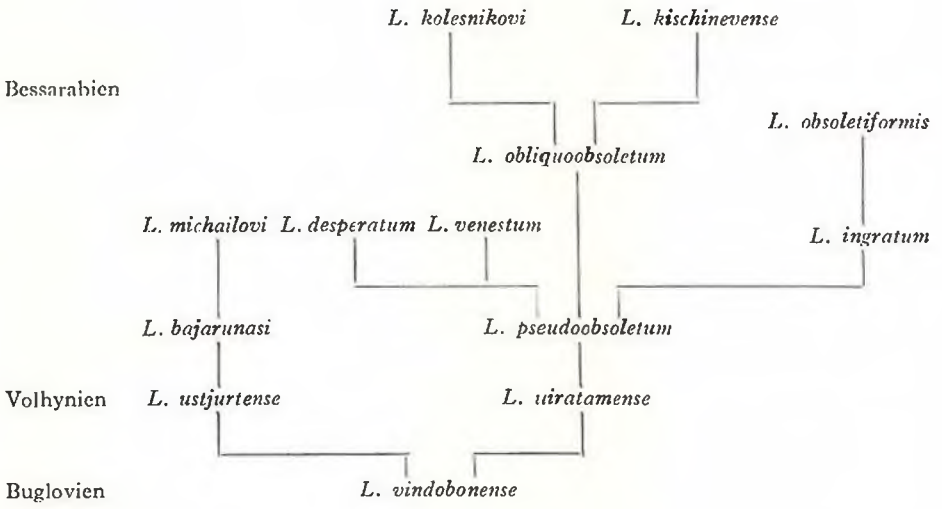
L'ensemble des rameaux aboutit à des formes très spécialisées qui disparaissent avec le Bessarabien: pour le rameau de *L. obsoletum*, *L. michailovi*; pour le rameau *L. irregulare*, *L. suessi;* pour le rameau *L. gracile*, *L. barboti*, *L. fittoni*, *subfittoni*; pour le rameau *L. lithopodolicum*, *L. papyraceum*, *L. loveni* et *laevigato-loveni*, *L. praefischerianum* et *fischerianum*. Le groupe de

Institutul Geologic al României

L. irregulare n'aboutit pas à des formes très spécialisées et reste assez proche de la forme souche.

On peut grouper le rameau de *L. obsoletum* de la façon suivante, d'après KOLESNIKOV. Il peut aboutir à des formes très carénées ou ailées ou à ornementation vigoureuse, mais jamais à des formes épineuses, comme dans les groupes suivants:

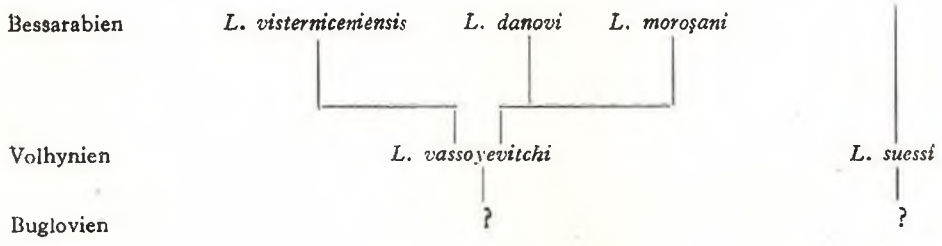
Rameau de *L. obsoletum*



Les espèces représentées en Roumanie seront seules mentionnées ici; Le tableau complet des filiations d'espèces est donné par KOLESNIKOV, (30, p. 51).

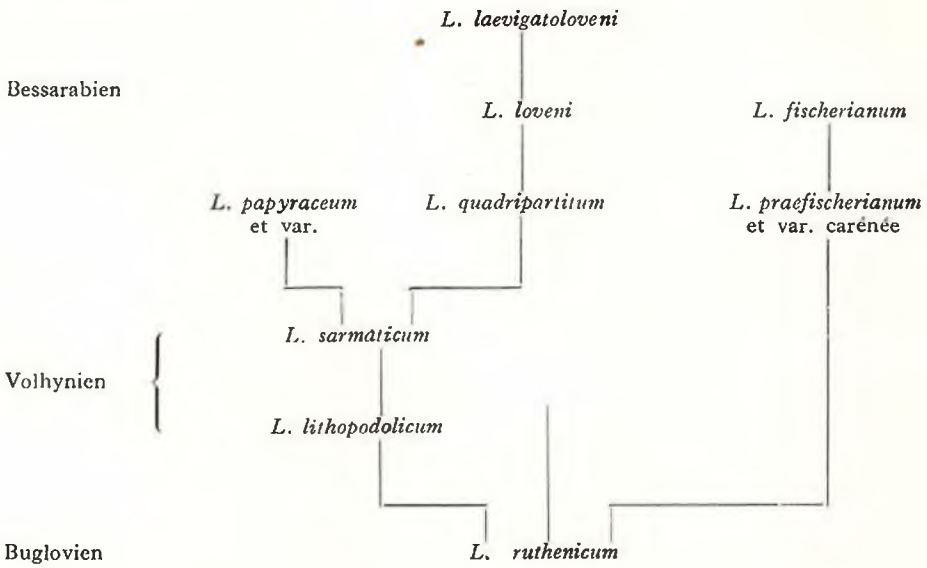
La forme ailée, *L. acerbum* KOLESN., n'est pas figurée dans le tableau parce qu'elle n'a pas été retrouvée à Chișinău ni dans le reste de la Roumanie.

Rameau de *L. irregulare* SINZ.

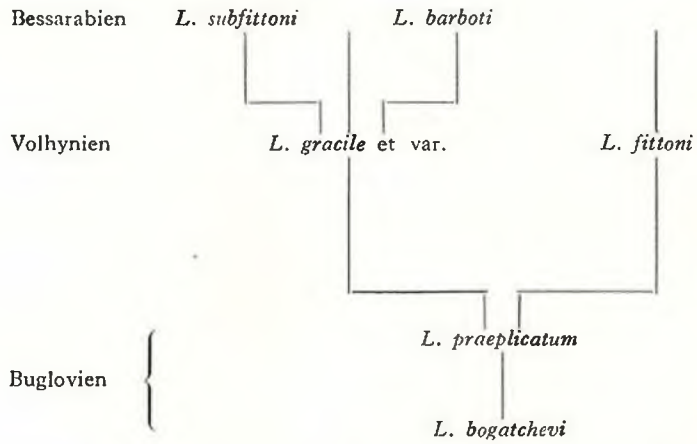


Institutul Geologic al României

Rameau de *L. lithopodolicum*



Rameau de *L. gracile*



Le genre *Phyllicardium*, représenté par de rares espèces et de non moins rares exemplaires, s'épanouit dans les couches à Congéries.

Son évolution sera traitée dans un mémoire ultérieur.

Les rameaux de *L. lithopodolicum* et *L. gracile* évoluent vers des formes semblables tout en gardant chacun leur individualité.

Ils paraissent groupés suivant un plan orthogénétique qui n'a été qu'ébauché dans le rameau *L. obsoletum :*

Institutul Geologic al României

A partir de formes subcarrées ils évoluent vers une coquille oblique et carénée qui donne, d'une part des espèces ailées, d'autre part des espèces fortement épineuses.

Certaines espèces, comme *L. praefischerianum*, reproduisent par anticipation le caractère d'une espèce plus récente, *Plagiodanca carinata* du Pontien, par exemple. ANDRUSOV en a conclu qu'il fallait voir dans *L. praefischerianum* l'ancêtre des Plagiodacnes.

Cette espèce, de grande taille par rapport aux autres espèces de même âge et à carène épineuse, paraît trop évoluée pour avoir donné naissance à un nouveau rameau; comme il a été dit plus haut, elle paraît plutôt une fin de phyllum. L'origine des Plagiodacnes semble plutôt à chercher dans une espèce moins évoluée, comme *L. quadripartitum* var. *protractiformis*.

L. laevigatoloveni présente de grandes analogies avec les *Pteradacna* du Pontien russe, mais ce n'est évidemment qu'un fait de convergence.

IV. DURÉE STRATIGRAPHIQUE DES DIFFÉRENTS GROUPES

Nous avons suivi les différents groupes du Buglovien au Bessarabien, mais chacun de ces groupes, sauf celui de *L. irregulare*, se retrouve dans les couches à Congéries inférieures du Bassin pannonique.

Indiquons seulement ici les rameaux qui paraissent directement issus des formes sarmatiennes pour ne pas anticiper sur notre prochain mémoire:

Le rameau *obsoletum* se poursuit dans les couches à Congéries inférieures avec des formes très voisines de l'espèce souche *L. vindobonense*: *L. tegulatum* HAL., *otiophorum* BRUS., *purocostatum* HAL., *hofmanni* HAL., *desertum* STOL. Le rameau *L. irregulare* EICH., semble donner *L. pseudosuessi* HAL.

Du rameau *L. lithopodolicum* dérive, comme on l'a vu, le genre *Plagiodacna* et une espèce très voisine de *L. quadripartitum*, *L. undatum* REUSS.

Du rameau *L. gracile* dérive directement le groupe de *L. abichi* ou genre *Paradacna*. Ce même rameau a donné au Bessarabien le genre *Phyllicardium* qui se poursuit jusque dans le Dacien.

Il donne aussi *L. gracile* var. *bessarabiensis* d'où semble dériver l'espèce pontienne *L. subodessae* SINZ. qui donnerait au Dacien le petit groupe des Prosodacnes représentés par *P. cobălcescui* FONT.

Reçu: Janvier 1937.

Institutul Geologic al României

OUVRAGES CITÉS

1. ANDRUSOV N. Geologische Untersuchungen auf der Halbinsel Kertch in den Jahren 1882 und 1883. *Bull. Nlle Russie.* Odessa, 1884.
2. — Die südrussischen Neogenablagerungen, part. 2, *Verhandl. d. Miner. Gesellsch.* XXXIX, 1902, p. 101.
3. — Horizon de Konka. *Trav. du Musée géol.* A.N. II, 1916.
4. BARBOT DE MARNY N. Esquisse géologique du gouvernement de Cherson, 1869.
5. BAILY W. Description of fossil Invertebrata from the Crimea. *Quart. journ. Geol. Soc.* London, vol. XIV, 1858, p. 133—162.
6. BITTNER. A. Über den Charakter der sarmatischen Fauna des Wiener Beckens. *Jahrb. d. k. k. geol. Reichsanst.*, 33, 1883, p. 131.
7. — Neue Daten über den Charakter und die Herkunft der sarmatischen Fauna. *Verhandl. d. k. k. geol. Reichsanst.*, 9, 1891, 4 p.
8. BOGATCHEV V. Nouvelles études sur les mollusques des couches miocènes des environs de Novotcherkask. *Bull. Com. géol.* St. Pétersb., t. XXIV, 1905.
9. COBĂLCESCU GR. Calcarul de la Repedea. *Revista pentru sc., lit. şi arte.* Bucureşti, 1865.
10. — Studii geologice şi paleontologice din unele părţi ale României. Bucureşti, 1883.
11. DAVID M. Cercetări geologice în podişul moldovenesc. *An. Inst. Geol. Rom.*, IX, 1920, p. 73.
12. DAVIDASCHVILI L. Characteristic fossils of the oil districts of the Crimea and the Caucasus.
 V. Fossils of the Sarmatian beds. *Trans. of the State Petroleum research Institute.* 1932, 78 p., 10 pl.
13. — Über die Zusammensetzung und Herkunft der Fauna der maeotischen Stufe. *Neues Jahrb. f. Min.* Bd. B, 1930, p. 118.
14. — The fauna of the Kotsahurian Beds. *Bull. Soc. Nat. Moscou,* XII, 3, 1934; p. 392—411; 2 pl.
15. DOENGINK A. Einige Wörter über die Steinbrüche in der Umgegend Kischenevs. *Bull. Soc. Imp. Natur. de Moscou,* XXV, 3, 1852, p. 186.
16. DU BOIS DE MONTPEREUX F. Conchyliologie fossile et aperçu géognostique des formations du plateau volhyno-podolien. Berlin, 1831, 76 p., 9 pl.
17. EICHWALD E. Zoologia specialis, 1829.
18. — Naturhistorische Skizze, 1830.
19. — Paléontologie de la Russie, 1850.
20. — Lethaea rossica, 1853.
21. FUCHS TH. Über die Natur der sarmatischen Stufe und deren Analoga in der Jetzzeit und in früheren geologischen Epochen. *Sitzungsber. d. Ak. d. Wiss. Math. nat. Kl.*, I; I-te Abt., 1875, p. 321.
22. GELLERT J. F. Die Neogenbucht von Varna und ihre Umrandung, etc. *Abh. d. Math-Phys. d. sächs. Ak. d. Wiss. Math. Nat. Klasse,* XLI, 2, 1929.

Institutul Geologic al României

23. GILLET S. et DERVILLE H. Nouveau gisement d'un récif à *Nubecularia* à Cricov, près de Chisinău (Bessarabie). *Bull. Soc. géol. de Fr.*, 5, t. I, 1931, p. 721.
24. GOCEV P. Das Miocäen der Umgebung von Varna. *Zeitschr. d. Bulg. Gesellsch.*, VII, 2, 1935, p. 115—139.
25. GROZESCU H. Géologie de la région subcarpatique du nord du district de Bacău. *An. Inst. Geol. Rom.*, VIII, 1914, p. 118—20), cartes et coupes.
26. HILBER V. Neue und wenig bekannte Conchylien aus dem ostgalizischen Miocän. *Abhandl. d. k. k. geol. Reichsanst.* Wien, Bd. VII, H. 6, 1882, p. 1—32.
27. HOERNES R. Tertiär Studien. *Jahrb. d. k. k. geol. Reichsanst.*, XXIV, 1874, p. 33.
28. HOERNES M. Die Fossilen Mollusken des Tertiär-Beckens von Wien, Bd. II, Bivalven. *Abhandl. d. k. k. geol. Reichsanst.*, 1870.
29. HOMMAIRE DE HELL H. Les steppes de la mer Caspienne, Paris, 1844.
30. KOLESNIKOV V. Sur les Cardiidés de l'étage Sarmatique. *Trav. Mus. géol. près l'Ac. des Sc. de l'U.R.S.S.*, t. V, p. 1—64, 15 pl., 1929.
30 a. — Die sarmatische Mollusken. *Paléontologie de l'U.R.S.S. Teil 2*, Académie d'U.R.S.S., 1935.
31. KREJCI-GRAF K., et WENZ W. Stratigraphie und Palaeontologie des Obermiozäns und Pliozäns der Muntenia (Rumänien), *Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges.*, 83, 1931, p. 65—163.
32. LASKAREV V. Les couches de Buglov en Volhynie. *Mém. Com. géol.* Nouvelle sér., 5, 1903, 148 p.
33. — Sur les équivalents du Sarmatique supérieur en Serbie. Recueil de travaux offerts à M. Jovan Cvijic, p. 73—85, 1924.
34. MOROȘAN N. Le Pléistocène et le Paléolithique de la Roumanie du Nord-Est. *An. Inst. Geol. Rom.* Vol. XIX, p. 1—160. București, 1938.
35. MURCHISON R. I., VERNEUIL E. de et KAYSERLING A. Géologie de la Russie d'Europe, 1845.
36. MURGOCI G. M. Terțiarul din Oltenia. *An. Inst. Geol. Rom.* I, 1907, p. 1—128.
37. PREDA D. M. Géologie de la région subcarpatique de la partie méridionale du district de Bacău. *An. Inst. Geol. Rom.*, VII, 1913, p. 575—660, cartes et coupes.
38. PROTESCU O. Zăcămintele de cărbuni plioceni din regiunea de curbură a subcarpaților răsăriteni, *Inst. Geol. Rom. Studii Technice și Economice*, fasc. 5, vol. III, p. I, București, 1926, p. 1—72.
39. PROTESCU O. et MURGEANU G. Géologie de la vallée de la Prahova. *Assoc. pour l'avancement de la géologie des Carpates. Guide*, 1927, p. 195—238, pl. 17.
40. PUSCH G. Polens Paleontologie, 1837.
41. SCHWETZ PH. Compte-rendu préliminaire d'une excursion dans la péninsule de Kertch. *Procès-verbal de la Soc. d'Hist. Nat. de l'univ d'Yourieff*, t. XXI, 1912.
42. SIMIONESCU I. La faune sarmatique et tortonienne de la Moldavie. *Ann. des Sc. Univ. de Jassy*, t. II, 1903, p. 7—29.
43. SINZOW I. Description de formes nouvelles et peu étudiées, etc. *Trav. Soc. Hist. Nat.* Odessa, 1875.
44. — Observations sur certaines espèces, etc. *Trav. de la section d'Hist. Nat., d'Odessa*, 1892.
45. — Description de nouvelles espèces, etc. *Trav. de la Soc. d'Hist. Nat. d'Odessa*, 1897.
46. — Geologische und palaeontologische Beobachtungen in Südrussland. 1900.
47. — Description de quelques espèces néogènes trouvées dans le gouvernement de Cherson et en Bessarabie. *C. R. Soc. des Natur. N-lle Russie*, XXI, 1896, 50 p.

Institutul Geologic al României

48. SOKOLOV N. Les couches à *Venus konkensis* sur la rivière Konka. *Trav. du Com. géol.*, IX, 5, 1899.

49. TOULA F. Geologische Untersuchungen im westlichen Balkan. *Sitzungsber. d. Ak. d. Wissensch. Math. Nat. Klasse*, Wien, LXXV, 1877, p. 15.

49 a. — Geologische Untersuchungen im östlichen Balkan. 2-te Abt. *Denkschr. d. Ak. d. Wissensch. Math. Nat. Klasse*, Wien, LIX, 1892.

50. VASCĂUȚANU TH. Fauna argilelor sarmatice de la Ungheni; *An. Inst. Geol. Rom.*, XIII, 1928, p. 1—36.

51. — Note préliminaire sur la tectonique de la Bessarabie. *Annales Univ. de Jassy*, XVI, fasc. 3 et 4, 1931, p. 575—584.

Institutul Geologic al României

PLANCHE I

Institutul Geologic al României

PLANCHE I

Fig. 1. — Carrière no. 3 de Visterniceni (Chişinău). (Bessarabien).
Fig. 2. — Carrière no. 2 de Visterniceni (Chişinău). (Bessarabien).
Fig. 3. — Détail des calcaires de Chişinău (carrière no. 2).

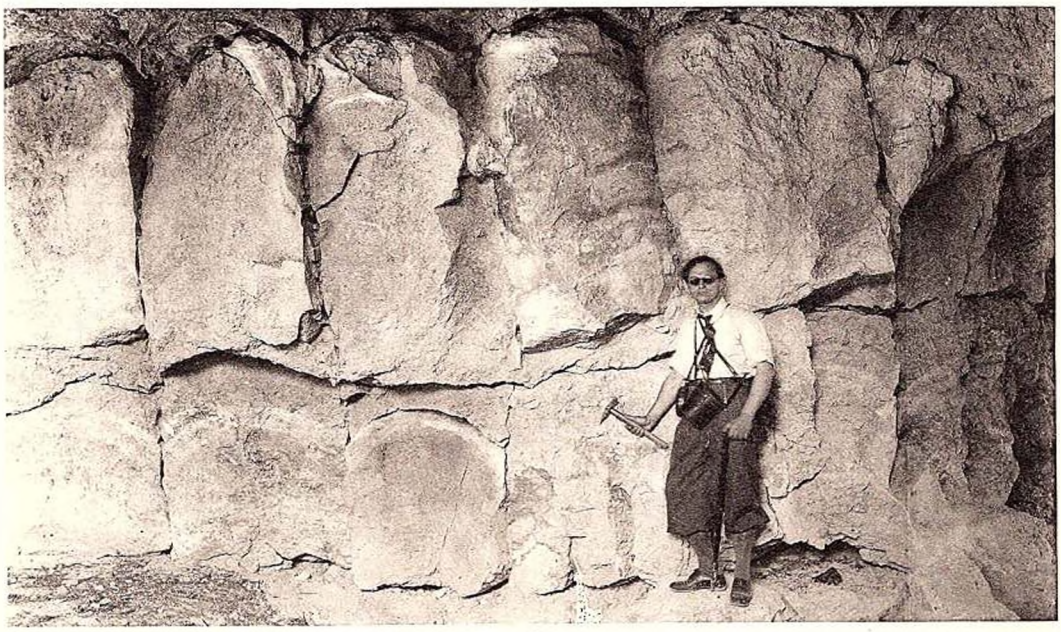
Institutul Geologic al României



1



2



3

Cl. Nic. N. Morogan

Phototypie Mémin, Arcueil (Seine)

Institutul Geologic al României

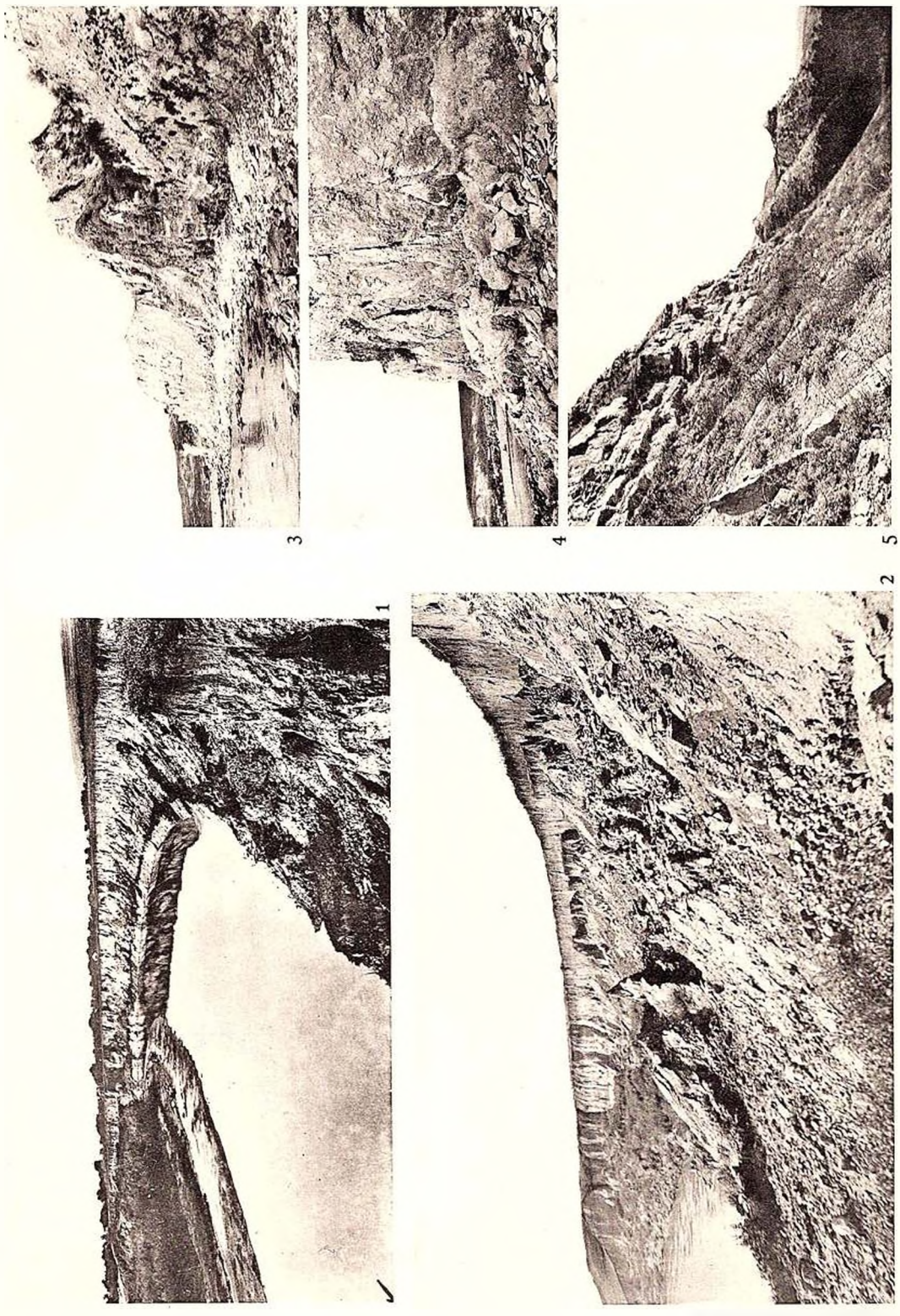
PLANCHE II

Institutul Geologic al României

PLANCHE II

Fig. 1. — Gisement d'Ungheni, rive gauche du Prut. (Bessarabien).
Fig. 2. — Gisement de Blândeşti, rive gauche du Prut. (Bessarabien).
Fig. 3. — Falaise de Balcic, argiles de base bessarabiennes; vue d'ensemble.
Fig. 4. — Mêmes argiles; vue de détail.
Fig. 5. — Falaises fossiles de Balcic; sommet du Bessarabien avec *L. michailovi* à la base et base du Chersonien.

Institutul Geologic al României



Cl. Nic. N. Morosan et S. Gillet

Institutul Geologic al României

PLANCHE III

Institutul Geologic al României

PLANCHE III

Fig. 1. — Détail d'un calcaire de la carrière de Visterniceni à Chişinău. (carrière no. 2). (Abondance de *Limnocardium* et *Turbo)*.

Fig. 2. — Détail du grès de la carrière de Schcia (Vaslui), avec *Limnocardium* et *Mactra*. (Bessarabien).

Fig. 3. — Détail d'une argile de la falaise de Balcic avec *L. barboti* HOERNES (Bessarabien).

Fig. 4. — Lumachelle à *L. papyraceum* SINZ. var *aviculaeformis* KOLESN. Bessarabien de Chişinău (1-re carrière).

Fig. 5. — *L. desperatum* KOLESN. Bessarabien de Făureşti (Valea Ichel). (Chişinău).

Fig. 6. — *L. ingratum* KOLESN. Bessarabien de Cricov (Valea Ichel). 6 a, exemplaire vu par les crochets, 6 b, jeune exemplaire, même gisement.

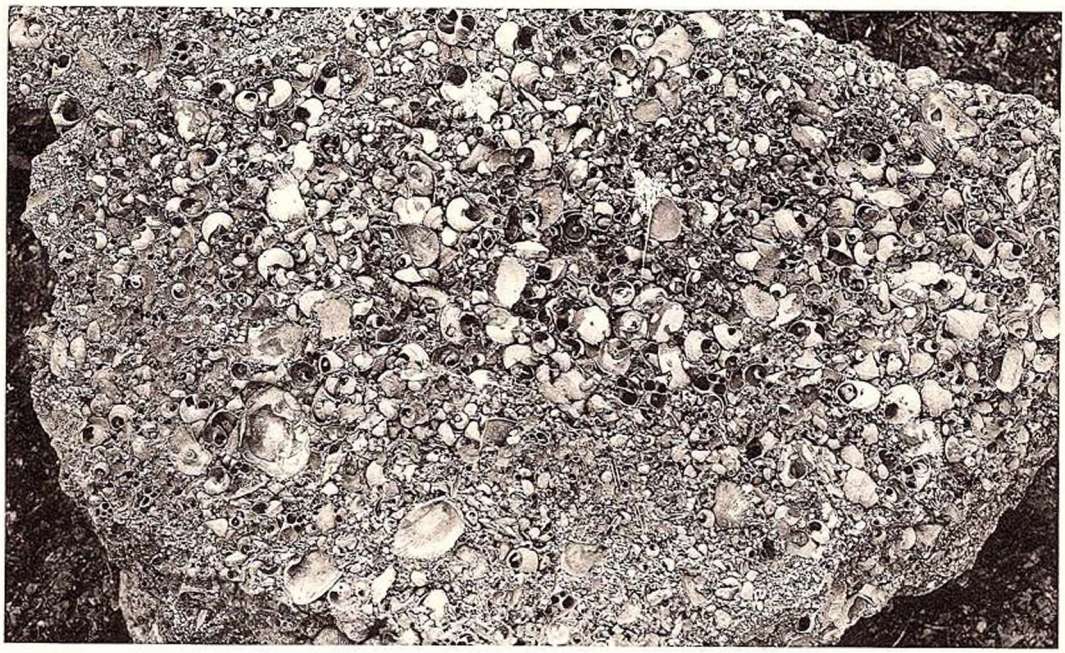
Fig. 7. — *L. obliquoobsoletum* KOLESN. Bessarabien de Chişinău (2e carrière). 7 a Même gisement. Exemplaire vu par les crochets.

Fig. 8. — *L. ustjurtense* KOLESN. Bessarabien de Scheia (Vaslui).

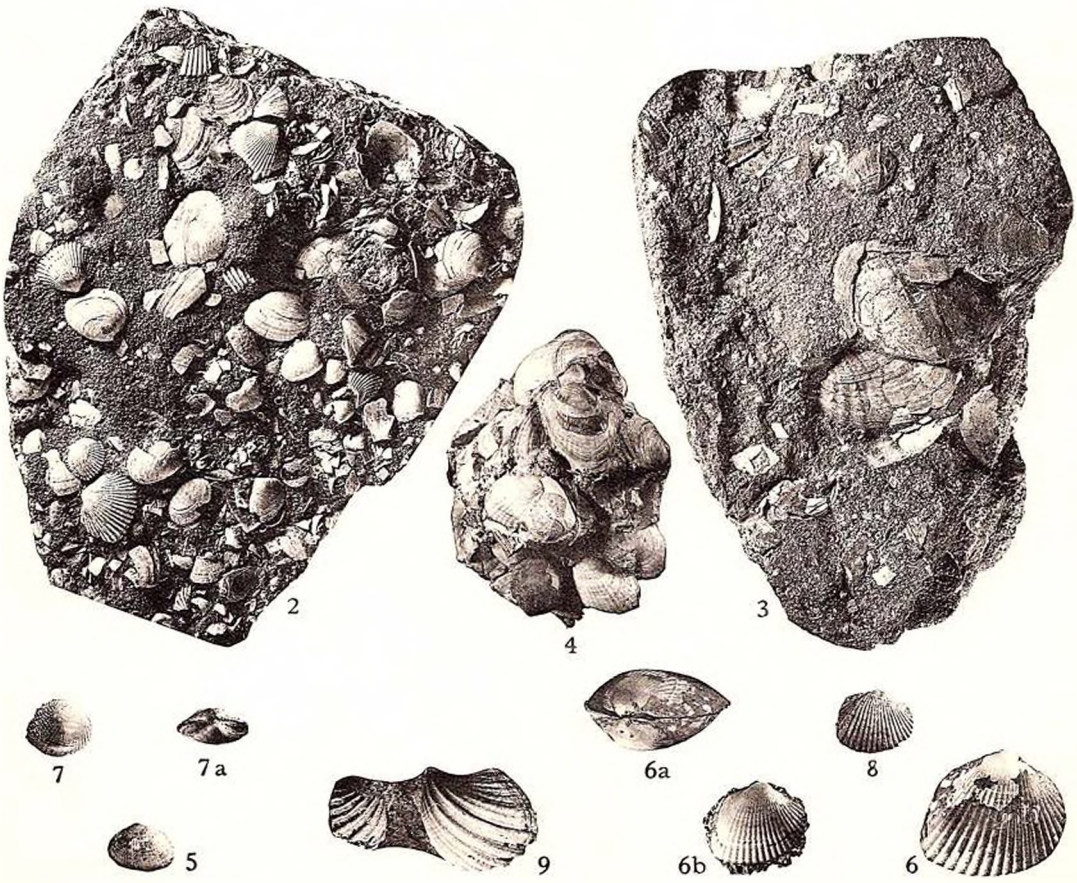
Fig. 9. — *L. gracile* PUSCH var. *bessarabiensis* nov. var. Rădăceni (Suceava). Collection de l'Université de Jassy.

Nota. — Les clichés de cette planche ont été exécutés par M. A. HUBER, photographe au laboratoire de géologie de Strasbourg, sauf le cliché de la figure 1 qui est de M. N. MOROŞAN, professeur à Chişinău et la fig. 9 qui a été faite à Jassy au laboratoire de géologie.

Institutul Geologic al României



1



2 3 4 5 6 6a 6b 7 7a 8 9

Institutul Geologic al României

PLANCHE IV

Institutul Geologic al României

PLANCHE IV

Fig. 1. — *L. kolesnikovi* var. DAV. Chişinău (Visterniceni).

Fig. 2, 2 a. — *L. kischinevense* KOLESN. variété passant à *L. nalivkini* KOLESN. Chişinău (Visterniceni); 2 b, exemplaire no. 2 vu par le crochet.

Fig. 3. — *L. obsoletiformis* KOLESN. variété, Cricov (Valea Ichel).

Fig. 4. — *L. moroşani* nov. sp. Chişinău (Visterniceni), 4 a, exemplaire vu par la charnière.

Fig. 5. — *L. visterniceniensis* nov. sp.; 5 a, exemplaire vu par la charnière; 5 b-e, jeunes exemplaires × 2, Chişinău et Cricov (Valea Ichel).

Fig. 6. — *L. suessi* BARB. DE MARNY. Cricov (Valea Ichel), 6 b, la même espece vue par les crochets × 2.

Fig. 7. — *L. gracile* PUSCH var. *pseudobogatchevi* nov. var., Bessarabien de Balcic.

Fig. 8. — *L. gracile* PUSCH var. *plicatofittoni* SINZ. Chişinău. (Visterniceni).

Fig. 9. — *L. balcicensis* nov. sp. Balcic. 9 a, b, variété reproduisant la forme de *L. ruthenicum* HILB., 9 c. d. e, variétés reproduisant la forme de *L. lithopodolicum* DUB.

Fig. 10. — *L. quadripartitum* KOLESN. Chişinău (Visterniceni); 10 a, forme ailée passant à *L. loveni* SINZ.

Fig. 11. — *L. praefischerianum* KOLESN. Chişinău (Visterniceni), 11 a, exemplaire vu par la charnière. Collection du laboratoire de Jassy.

Fig. 12 et 12 a. — *L. fischerianum* DOENG. charnière de chaque valve. Chişinău (Visterniceni), 12 b et c, jeunes exemplaires × 2.

Fig. 13. — *L. semisquamulosum* SINZ. Chişinău (Visterniceni), 13 a, b, formes jeunes × 2, 13 c, exemplaire vu par la charnière.

Fig. 14, 14 a-14 e. — *L. loveni* SINZ., passage à *L. quadripartitum* KOLESN., Chişinău. (Visterniceni). 14 f et 14 g, exemplaires vus par la charnière.

Fig. 15, 15 a. — *L. papyraceum* SINZ. var. *aviculare* SINZ. Charnière de chaque valve × 2. Chişinău (Visterniceni).

Fig. 16. — *L. papyraceum* SINZ. var. *aviculaeformis* KOLESN. Moule interne, Cricov (Valea Ichel). 16 a, petit exemplaire de Chişinău (Visterniceni).

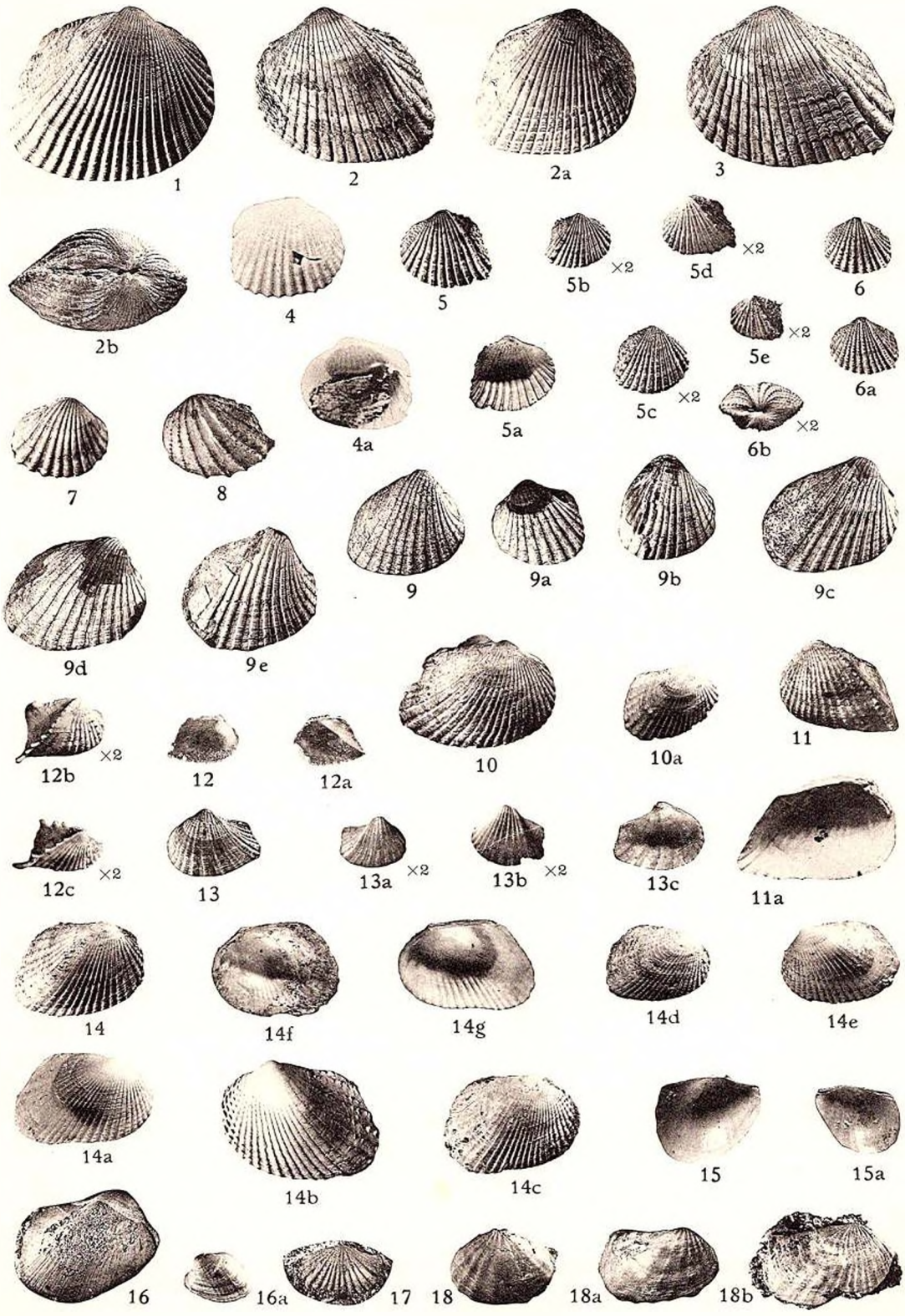
Fig. 17. — *Phyllicardium orheiensis* nov. sp. Bessarabien d'Orhei.

Fig. 18. — *Phyllicardium doenginki* SINZ. Chişinău, (Visterniceni), 18 a, exemplaire à test convexe, collection de l'Université de Jassy, 18 b, autre exemplaire à test convexe.

Nota. — Tous les exemplaires provienent de ma collection, sauf ceux qui sont spécialement désignés comme d'une autre provenance. Ils sont de grandeur naturelle, sauf ceux qui portent la mention × 2.

Les clichés de cette planche ont été exécutés par M. HUBER, sauf celui de la figure 4 qui est de M. MOROŞAN et ceux des figures 11 et 18 a, qui ont été faits à Jassy.

Institutul Geologic al României



Institutul Geologic al României

LA BORDURE ORIENTALE DES MONTS CALIMANI[1])

PAR

M. SAVUL

J'ai levé en 1931, la carte géologique du bord E du massif éruptif des Călimani. Une partie de cette région avait formé il y a longtemps déjà l'objet d'une étude de la part de M. Sava Athanasiu (1, 2, 3) qui a signalé dans les monts Călimani des caractères de strato-volcans, le matériel volcanique consistant en coulées de lave alternant avec des couches de tufs. Plus tard, M. Buțureanu a de nouveau exploré cette région, et apporté des données intéressantes en ce qui concerne le caractère pétrographique des roches éruptives.

Les limites de la région qui nous occupe dans le présent travail, sont les suivantes : Poiana Negri — Dorna Cândreni au N, et Pârâul Neagra Broștenilor—Căliman Izvor au S ; vers l'W nous sommes arrêtés à la haute crête Căliman Izvor — Căliman Ciribuc — Lucaci — Șerba, endroit où commence la région étudiée par O. Nichita et à l'Est, au bord cristallin des Carpates orientales, entre Dorna Cândreni—Șarul Dornei Drăgoiasa.

Les formations suivantes constituent le fondement antévolcanique de la région.

STRATIGRAPHIE

a) *Schistes cristallins*. La grande masse de schistes cristallins des Carpates orientales est limitée vers l'W par une ligne dirigée NNW-SSE qui passe par la vallée du P. Roșu jusqu'à l'W du Vârful Pietrele Arse et de Dealul Boambei. On ne reconnaît pas d'une manière précise leurs limites vers le S, la région étant à cet endroit abaissée par l'érosion sur une surface étendue et couverte de dépôts de terrasse. On y constate néanmoins la continuité du cristallin, puisqu'au milieu de ces dépôts apparaissent des îlots du soubassement, tels que les calcaires cristallins de Bâtca cu Tisa et les schistes quartzeux et sériciteux de la région de Seștina.

[1]) Communiqué à l'Institut Géologique de Roumanie, séance du 18 Mai 1934.

Institutul Geologic al României

Les schistes cristallins de la région ont un caractère épizonal (5) ; ils consistent en schistes quartzeux-sériciteux, schistes sériciteux, épigneiss, épiamphibolites, quartzites noirs, calcaires et parfois aussi en schistes manganifères. Leur direction générale est NNW-SSE. A une faible distance à l'E du bord de ce cristallin, on trouve des schistes cristallins à caractère mésozonal.

Vers le S, les schistes cristallins ont été recouverts sur une grande étendue par la nappe éruptive. Le contact entre les deux séries de roches apparaît, depuis Coverca jusqu'à Păltiniș—Drăgoiasa et sur tout le versant sud du ruisseau Neagra Broștenilor jusqu'aux sources. Les parties les plus avancées du fondement cristallin, aussi bien dans la région dont nous nous occupons que dans la région examinée, plus au S par K. Roth v. Telegd (6), se trouvent sur une ligne à direction N – S, ou N 15—20° W, parallèle à d'autres grandes lignes directrices de l'intérieur de la masse cristalline de la Bistrița.

Il faut mentionner aussi le lambeau cristallin, inconnu jusqu'ici, qui apparaît sous la masse volcanique, au N de Buza Șerbei ; il est constitué par des phyllites graphiteuses, semblables à celles du reste du cristallin, comme p. ex. celles du Vârful Pietrele Arse.

b) *Le Crétacé* est peu développé. Il est représenté par des couches gréseuses, et conglomératiques, qui affleurent au N de la région, dans la Valea Roșu et Valea Sărișorul Mic, où elles sont accompagnées par des marnes rougeâtres [1]), ainsi que sur le Dealul Boambei. Ces formations constituent une bande étroite de quelques dizaines de mètres d'épaisseur qui repose directement sur les schistes cristallins et qui supporte les calcaires éocènes. Les couches gréseuses ressemblent, au point de vue pétrographique, aux grès cénomaniens décrits par M. Sava Athanasiu, à Glodul (2, p. 348, 440).

c) *L'Éocène* est développé suivant deux zones qui diffèrent au point de vue stratigraphique.

Vers l'E affleurent des calcaires, reposant, soit directement sur les schistes cristallins, soit sur les dépôts crétacés déjà mentionnés. Cette zone de calcaires ne présente pas des intercalations d'une autre nature. Elle atteint vers le N une largeur de 2—3 km et se rétrécit vers le S.

A partir de Dorna Cândreni vers le S, les calcaires éocènes constituent le Dealul Munceilor, le soubassement des laves de Bâtca Priporului, la moitié E et une partie du soubassement des montagnes Vârful Obcinei et Moara Dracului. Le ruisseau Sărișorul Mic traverse la zone des calcaires d'W en E. Plus au S les calcaires éocènes constituent une partie du Dealul Boambei, du côté de Bâtca Andreenilor. Leur dernière apparition se trouve près du

[1]) M. G. Murgeanu a déterminé dans ces marnes *Rosalina linnéi* qui indique leur âge sénonien.

Institutul Geologic al României

confluent des ruisseaux Sărișorul Mare et Sărișorul de Mijloc. Selon M. SAVA ATHANASIU, ces calcaires appartiennent à un horizon supérieur de l'Éocène moyen (2, p. 146).

Vers l'W les calcaires éocènes supportent des grès du même âge qui forment une zone à direction NNW — SSE, de 3 à 4 km au N, s'élargissant vers le S, jusqu'à 7 ou 8 km. A l'W, les grès sont limités par le lambeau de schistes cristallins situé sous Buza Șerbei, soit par la masse volcanique qui les recouvre entre le Mont Șerba et Gura Haitei. Les grès éocènes constituent le bassin du ruisseau Izvorul Gligii, Dealul Obcinei, puis Poiana Snop, Poiana Spânzului, Poiana Sărișor, Bâtca Boambei, Bâtca Buzulenilor, Dealul Magan et quelques petits affleurements au-dessous des terrasses du ruisseau Neagra Șarului, en aval de Gura Haitei. A l'W du Pârâul Runcului, dans les environs du Pârâul Priboenilor, à l'W du Dealul Magan, les grès contiennent des intercalations du calcaires. D'après les fossiles qu'il a récoltés dans ces couches, M. SAVA ATHANASIU attribue ces grès à l'Éocène supérieur, étage bartonien ou, plus exactement, à une série de transition entre l'Éocène et l'Oligocène.

LA TECTONIQUE DU SOUBASSEMENT

Le soubassement prévolcanique est plissé. Dans l'E de la région, les dépôts sédimentaires reposent normalement sur les schistes cristallins.

Les calcaires éocènes plongent de 30° à 40° sous les grès, qui forment à leur tour un large synclinal. A proximité de Gura Haitei se dessine un anticlinal, dont l'aile ouest est encore visible jusqu'à Gura Haitei, sous la rive du ruisseau Neagra Șarului. Un effondrement du soubassement a eu lieu plus à l'W.

Il est probable que le lambeau de schistes cristallins qui se trouve au N de Buza Șerbei, ne représente pas le flanc ouest du synclinal éocène ; l'affleurement est plutôt dû à une fracture. Le long de cette fracture, tout comme à Vlăjeni, des intrusions de filons d'andésite se sont produites en continuation.

LA MORPHOLOGIE DU SOUBASSEMENT

La surface du soubassement cristallin peut être reconstituée si l'on tient compte des affleurements se trouvant à la base des coulées de laves ou des dépôts de conglomérats à éléments volcaniques. Si l'on a en vue les hauteurs auxquelles se trouvent ces contacts, on déduit qu'un mur de schistes cristallins existait avant le début des éruptions. Ce mur commençait au N de Șarul Dornei et se continuait dans le versant oriental du Pârâul Neagra Șarului et du Călimănel, en passant par Dealul Vânăt, Dealul Drăgoesei, Dealul

Institutul Geologic al României

Aluniș, Vârful Recilei, Vârful Păltiniș. Ce mur continue vers le N au delà de Șarul Dornei, jusqu'au Dealul Negrii. Il existe entre ce dernier et le Mont Șerba, un seuil haut d'environ 1270 m. Il y a donc une excavation comprise entre Buza Serbei—Poiana Spânzului—Dealul Negrii—Muntele Rusu—Muntele Mihaileț—Dealul Vânăt—Dealul Drăgoesei—Muntele Aluniș—Muntele Păltiniș—Muntele Măgura.

Les zones les plus profondes de ce bassin se trouvaient à Gura Haitei, Seștina—Călimănel (Coverca) et à Drăgoiasa. Étant donné qu'à Drăgoiasa, la cote de 1000 m se trouve à proximité du mur cristallin dont il est question, il est probable qu'entre Gura Haitei et Drăgoiasa, le soubassement se trouve à une plus grande profondeur. C'est en raison de quoi les premiers écoulements de lave ont comblé la région plus basse de Drăgoiasa.

Au N du seuil compris entre le Dealul Negrii et Buza Șerbii, le soubassement se trouvait également à un niveau plus bas, vu qu'à Dorna Cândreni on trouve des laves à une altitude d'environ 1000 m et même plus bas.

Dans la partie sud de la région, à Drăgoiasa, ce sont les dacites qui constituent la première coulée de lave ; dans la partie nord de la région, ce sont les andésites à hornblendes.

LE MATÉRIEL VOLCANIQUE

Le matériel volcanique qui constitue la masse des Călimani est composé de laves et de produits clastiques.

Nos prédécesseurs ont décrit plusieurs types de laves. Ainsi, M. Sava Athanasiu a décrit des andésites à pyroxène, des andésites à augite et à hypersthène, des andésites à hornblende (l. c.). M. Butureanu a décrit les roches de Deluganu et du Dealul Drăgoenilor, composées d'andésites à hypersthène et à augite, d'andésites à hypersthène, augite et hornblende et d'andésites à olivine (14). Outre les andésites mentionnées, M. Sava Athanasiu a encore décrit des roches trachytiques dans la région de Drăgoiasa.

Étant donnée la position stratigraphique des diverses effusions de laves, on constate que les plus anciennes sont celles qui apparaissent dans les environs de Drăgoiasa. On attribuait jusqu'à présent à ces coulées une nature trachytique ; nous les estimons plus près des dacites et ceci pour les raisons exposées dans la description qui suit.

Les dacites reposent directement sur les schistes cristallins. Elles affleurent sans interruption, depuis Păltiniș jusqu'à Drăgoiasa et jusqu'au début de la Valea Neagra Broștenilor. Ces mêmes roches affleurent en masses isolées plus à l'E, à Dealul Glodului et à Piciorul Dărmoxei.

Institutul Geologic al României

On constate, à l'œil nu, que la texture de ces roches varie entre deux types différents : l'un plus compact, l'autre moins consistant, friable, à l'aspect de tuf.

Le type compact est plus répandu dans la Valea Neagra Broştenilor et dans la région de Haitul Bolohăniş. La roche est de couleur gris clair à texture non orientée. On y distingue à l'œil nu, de rares paillettes de biotite de 2—3 mm d'épaisseur ; des cristaux de feldspath blancs, mats, de 1—2 mm de de diamètre et une masse compacte microcristalline. Sous le microscope on distingue une structure porphyrique contenant 20% de phénocristaux.

Les phénocristaux de plagioclases ont une forme tabulaire épaisse ; les faces de cristal sont, d'après leur importance, (010), (001), (110), $(\bar{2}01)$, $(10\bar{1})$. Ces cristaux atteignent en dimensions, suivant [010], approximativement 0,5 mm et suivant [010], jusqu'à 1,5 mm, le rapport des dimensions suivant les trois axes étant d'environ :

$$[100] : [010] : [001] = 2{,}7 : 1 : 2{,}5$$

La macle la plus importante est celle de Carlsbad, associée parfois à 2—3 lamelles de macles de l'albite ou de la péricline. Les feldspaths sont frais et clairs, dépourvus généralement de produits secondaires. La structure zonaire, récurrente est caractéristique. Ainsi, un cristal de feldspath zonaire — section faite d'après la face (010) — montre que les parties centrales contiennent jusqu'à 63% An. Ce contenu diminue latéralement avec une certaine récurrence, jusqu'à 48% An. Vient ensuite une zone d'andésine à 35% An qui croît progressivement jusqu'à 42% An et qui peut atteindre 53 An dans la partie de la face $(10\bar{1})$.

La succession indiquée ci-dessus n'est pas la même pour tous les cristaux de la roche. Quelquefois, la partie externe est plus basique que la partie interne, d'autrefois c'est le contraire. La composition des phénocristaux de feldspath varie donc entre le labrador et l'andésine.

Les feldspaths contiennent de rares inclusions primaires, liquides et gaseuses, des prismes de zircon et d'apatite, des canaux remplis de verre et des inclusions de magnétite.

L'élément coloré de la roche est formé de biotite en lamelles hexagonales, partiellement resorbées et chargées d'inclusions opaques. On trouve à l'intérieur des lamelles, des aiguilles de rutile. La biotite est presque uniaxe $Ng = Nm$ = vert olive foncé, presque opaque, Np = olive clair, presque incolore.

La masse opaque est hipo- jusqu'à holocristalline. Elle est constituée de microlites de plagioclases, de quartz et de rares feuillets de biotite. Les microlites de feldspath sont clairs, idiomorphes, à structure zonaire ; leur centre contient plus de 50% An, les bords, plus acides, atteignent jusqu'à 25—30% An. Le quartz se présente en bipyramides microscopiques de 0,05 à 0,1 mm

Institutul Geologic al României

de dimension, présentant parfois de faibles corrosions magmatiques. L'espace entre les microlites est réduit et rempli de verre incolore, qui a été transformé pour la plupart en fibres cryptocristallines, dont quelques-unes sont formées de chlorite.

D'après la nature des minéraux qui la composent, on voit que cette roche doit être considérée comme une variété de dacite, c'est-à-dire comme une dacite à biotite. Le manque de phénocristaux de quartz n'exclue pas cette détermination. H. H. Robinson (7) a décrit, dans le champ volcanique de San Francisco d'Arizona, des dacites à biotite dépourvues de phénocristaux de quartz, la masse fondamentale étant holohyaline, à grande proportion de sphérolites. Leur analyse chimique indique néanmoins une teneur en quartz de plus de 20%.

Les variétés à aspect de tufs, répandues à proximité de Drăgoiasa, sont moins consistantes, de couleur blanche ou jaunâtre, impregnées de hydroxydes de fer. Par cette altération on met parfois en évidence une texture parallèle. On y distingue à l'œil nu, de minces paillettes noires de biotite et des phénocristaux de feldspath qui n'apparaissent toutefois qu'imparfaitement puisque bien souvent on les confond avec le reste de la masse fondamentale. Examinées au microscope, ces roches présentent les mêmes éléments constitutifs que le type dacite décrit plus haut. Les phénocristaux de feldspaths plagioclases sont en ce cas limpides et présentent les mêmes caractères. Cependant, la masse fondamentale y diffère un peu. Les microlites de plagioclases ont une structure zonaire et peut arriver à l'extérieur jusqu'à l'oligoclase à 20% An, les parties intérieures s'élevant exceptionnellement à plus de 50% An. Les microlites de quartz bipyramidé diffèrent de ceux des autres dacites, par le fait qu'ils ont une petite auréole uniformément orientée, pareille à celles que l'on rencontre dans les porphyres quartzifères. Le verre, en quantité prédominante, presqu'incolore, est un peu trouble, devitrifié en partie, ou alors chargé de produits secondaires d'altération à caractère cryptocristallin.

Plus à l'E de Drăgoiasa, à Dealul Glodului, on rencontre un lambeau isolé de dacite, dont la texture parallèle apparaît plus évidente, à cause des petits espaces vides ayant la même orientation et qui sont des indices de la fluidité primitive de la roche. Sous le microscope, on y reconnaît la structure porphyrique. Les phénocristaux de plagioclase ont 1 mm de dimension et la biotite y apparaît plutôt comme un élément constitutif de la masse fondamentale. Les phénocristaux de feldspath plus gros ont une structure zonaire qui est moins développée dans ceux de dimensions moindres. Un semblable cristal avec une constitution presque homogène, contient 55% An; un autre 40% An. La constitution des microlites de feldspath varie entre 50—40% An. On reconnaît à l'intérieur de la masse fondamentale, des microlites à quartz bipyramidé.

Institutul Geologic al României

A Piciorul Dărmoxei, les mêmes dacites à biotite contiennent des grenats et des nids microscopiques de tourmaline, constitués par des microlites à disposition radiaire.

Étant donné le caractère lithoïde de cette roche, on se demande si ce sont des tufs ou des laves. M. Sava Athanasiu a démontré qu'on trouve quelquefois, dans la masse de ces roches, des parties plus compactes qui doivent être considérées comme des laves.

A l'œil nu, quelques-unes de ces roches se présentent effectivement sous forme de tufs. Sous le microscope cependant, les échantillons provenant de la région à l'E de la chaussée Glodu-Drăgoiasa-Păltiniş, ne présentent aucun caractère qui justifie leur classement dans la catégorie des tufs. Ainsi les phénocristaux sont clairs, entiers, pareils aux microlites de feldspath et de quartz, normalement entourés de verre plus ou moins abondant. Les fragments de cristaux ou de roches si caractéristiques aux tufs font défaut. L'explosion d'un matériel si riche en silice, fournirait une grande quantité d'éclats de verre, semblables à ceux que l'on rencontre dans les couches tertiaires. On remarque l'absence de produits sédimentogènes qui auraient pu s'y trouver. Nous supposons, pour ces raisons, que bien qu'elles aient en partie l'aspect lithoïde des tufs, ces roches sont en réalité des laves dacitiques et, si elles ont un caractère blanc, lithoïde, le phénomène est dû au fait que la masse fondamentale leucocrate prédomine dans la roche et que le verre qui unit les microlites a été facilement altéré.

En ce qui concerne l'âge des dacites, nous observons qu'elles supportent au N du village de Drăgoiasa, un petit dépôt de couches pliocènes à charbons (8), auxquelles M. I. Atanasiu attribue un âge dacien. Les dacites doivent par conséquent être considérées comme anté-daciennes. Nous ne pouvons pas en apprécier la limite inférieure, dans la région même. C'est tout au plus si nous pouvons penser à une liaison avec les autres éruptions du Bassin transylvain, qui ont eu lieu dans le Méditerranéen II et le Sarmatien.

Après l'écoulement de ces laves, la surface antévolcanique du bassin a changé d'aspect aussi bien à cause de la localisation des masses de lave, que du fait de l'érosion qui s'en est suivie.

La surface résultant de l'érosion nous est fournie par les contacts qui existent actuellement entre les roches dacitiques et les dépôts conglomératiques qui leur succèdent. Ces contacts se trouvent aux altitudes approximatives suivantes :

Păltiniş	1.220 m
P. Tomnatec	1.140 m
P. Bolohăniş (D. Lat)	1.280 m
P. Alb	1.240 m
Sources du P. Neagra	1.300 m

Institutul Geologic al României

Donc, à proximité du mur cristallin, le soubassement a été recouvert jusqu'à 1300 m de hauteur ; mais l'érosion active pendant la formation du dépôt dans le Dacien a amené la surface à un niveau d'environ 1250—1150 m donc assez rapproché de ceux de la région de Neagra Şarului.

Les Conglomérats. Un gros dépôt de conglomérats andésitiques formé d'éléments ordinairement arrondis, rarement anguleux, cimentés par de la

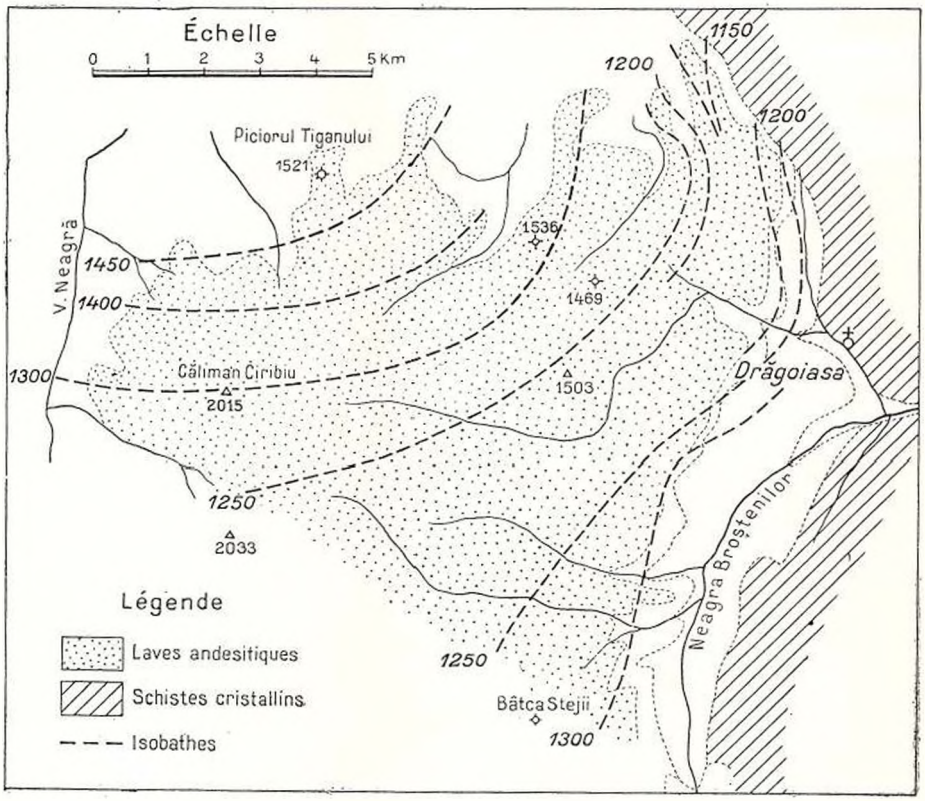


Fig. 1. — L'allure des épanchements des laves andésitiques à hypersthène et augite, dans la direction du Căliman Isvor—Bucinis—Deluganu.

matière sableuse succède aux dacites. Les tufs fins sont de moindre importance Cette masse ne représente pas un matériel d'explosion, formé de blocs, de bombes et de cendres volcaniques, mais plutôt un matériel torrentiel, originaire de l'W—endroit où s'élevait la partie centrale de la masse andésitique des Călimani – et entrainé vers l'E où il a colmaté le nouveau bassin formé, débordant aussi la masse des schistes cristallins des environs.

On rencontre dans ce matériel conglomératique, outre les types d'andésites à augites et à hypersthène remarqués dans les coulées de lave de la région,

Institutul Geologic al României

des types d'andésites qui ne s'observent point dans les coulées des horizons stratigraphiques supérieurs. Ce sont les diverses andésites à hornblende, décrites par M. Sava Athanasiu. Il est probable que certaines andésites, que M. Buțureanu a étudié du Dealul Drăgoenilor et Deluganu proviennent en partie de ces conglomérats. Une petite partie de tufs semble provenir des explosions, ce qui se laisse déduire de leur constitution en fragments d'andésites contenant du verre dans une proportion importante. On rencontre des tufs semblables à Poiana Tăeturei, sur le ruisseau Băuca, dans le D. Deluganu, en aval de Gura Haitei, etc.

Le nouveau relief établi à la suite du colmatage du bassin peut être reconstitué si nous tenons compte des contacts entre la base des nappes de laves survenues plus tard et leur soubassement constitué de conglomérats, de dacites, d'anciens sédiments, voire même de schistes cristallins. En unissant les points d'égale altitude, on constate que la surface sur laquelle se sont écoulées les laves se présente sous la forme d'une large vallée, parallèle au bord méridional du mur cristallin (fig. 1). On retrouve l'axe de cette vallée suivant une direction Căliman Izvor—Buciniș—Deluganu, qui coïncide avec les endroits où la grande masse de lave s'est accumulée et où elle a été plus longtemps conservée. Plus au N, la masse des conglomérats se trouvait probablement à des altitudes supérieures, jusqu'au Vârful Lucaci (1777) et jusqu'au Mont Șerba (1620).

Les laves qui ont recouvert cette surface sont presqu'entièrement constituées d'andésites à hypersthène et à augite.

Andésites. La deuxième série d'effusions qui succèdent aux dacites dans cette région, est constituée par des laves que nous venons de noter. D'autres effusions ont probablement existé entre ces séries, mais elles n'ont pas laissé des traces importantes dans la région qui nous occupe ici. Ainsi, suivant M. Sava Athanasiu, on trouve un peu d'andésites à hornblende — à la base des andésites à augite et à hypersthène. On peut également mentionner quelques petits écoulements d'andésites : au Vf. lui Tarcă — un écoulement de 10 m d'épaisseur — et sous le Vf. Lucaci, un écoulement intercalé à 1550 m d'altitude, dans la masse des conglomérats et des brèches.

Les andésites à hypersthène et à augite se développent sur une grande étenduc, à partir de Dealu Deluganu jusqu'à la haute crête des Călimani, sur le territoire compris entre Călimani, Ciribuc et Căliman Izvor, pour se prolonger sur l'autre versant jusqu'au fond de la vallée du ruisseau Neagra Șarului, en amont de Gura Haitei. Cette masse finit vers le N le long d'une limite à direction WSW—ENE due à l'érosion des affluents du côté droit du P. Neagra Șarului. Vers le S les andésites à hypersthène se prolongent au delà des limites que nous avons examinées.

La ségmentation de ces andésites en plaques parallèles, horizontales,

Institutul Geologic al României

à faible inclinaison, est un caractère général. A l'endroit où l'érosion est arrivée jusqu'à la base de ces coulées, la matière conglomératique sur laquelle ils reposent étant moins résistante à l'attaque les andésites arrivent à former des tours et de colonnes hauts jusqu'à 50 ou 60 m. La base de ces colonnes marque alors sur de grandes distances le contact entre les conglomérats et les andésites. C'est à cause de quoi le profil des Călimani prend assez souvent l'aspect de terrasses en gradins, qui indiquent des coulées de lave successives et supperposées.

L'épaisseur des plaques varie depuis un jusqu'à plusieurs cm. Dans ces plaques la roche présente une texture compacte. On y distingue à l'œil nu des phénocristaux de feldspath ayant à peine 1—2 mm de dimension arrivant exceptionnellement à une taille supérieure.

L'élément coloré apparaît moins évident, sous forme de rares phénocristaux de mêmes dimensions, noir brun on brun verdâtre. La masse fondamentale est de couleur gris foncé.

La description microscopique des andésites à hypersthène et à augite de cette région des Monts Călimani nous a été fournie plus en détail par M. Sava Athanasiu. M. Buțureanu a décrit des roches semblables du Dealul Deluganu et du Dealul Drăgoenilor ; il est donc inutile de donner une plus ample description de ces roches.

La structure des andésites à hypersthène et à augite est porphyrique hyalopilitique. Les phénocristaux à feldspath développés d'après la face (010) ont en moyenne 1—2 mm de largeur ; ils sont de 3 à 5 fois moins épais. Le feldspath est riche en matière vitreuse, incluse dans les parties centrales ou disposée en couches zonaires. Les macles de l'albite et de Carlsbad sont les plus fréquentes. Les phénocristaux à feldspath ont une structure zonaire. La composition des zones varie généralement entre 50—70% An, les partie internes étant les plus basiques.

La constitution de la partie interne s'élève plus rarement à 80% An. On voit donc que les feldspaths qui constituent les phénocristaux sont en labrador et peuvent arriver parfois jusqu'au bytownit. Le hypersthène apparaît en prismes d'une longueur moyenne de 1 mm, mais il existe aussi des individus plus grands ou plus petits. L'épaisseur des cristaux est de ½ jusqu'à ¼ de la longueur. Il contient d'ordinaire des inclusions vitreuses. D'autresfois l'hypersthène a subi des corrosions du fait desquelles ses contours ont été arrondis, tandis que la substance vitreuse a traversé les nombreuses fissures du cristal. La couleur en est vert jaune clair, à faible polycrhoïsme. L'augite apparaît en prismes de 0,5 à 1 mm de longueur et 0,2—0,4 mm d'épaisseur ; il est isolé ou associé à l'hypersthène. Quelquefois aussi l'augite recouvre des cristaux d'hypersthène, tout en conservant la même orientation de l'axe *c*. L'extinction $Ng : c = 39—40°$. L'augite est fréquemment maclée suivant la face (100).

Institutul Geologic al României

La masse fondamentale hyalopilitique est constituée de microlites à peine perceptibles sous le microscope et de matières vitreuses. Les cristaux de feldspath sont un peu plus grands ; ils ont une structure zonaire, contenant environ 50% An au centre et environ 30% An à la bordure. Les microlites ont aussi une structure zonaire ; ils sont constitués en moyenne d'environ 35% An (andésine acide). Il en résulte que dans la consolidation de l'andésite, le feldspath cristallise de 70% jusqu'à 50% An en phénocristaux et de 50% à 35% An en microlites. La proportion des phénocristaux est de 30% à 40%. La magnétite, qui se transforme souvent en hématite, est un autre élément fréquent des andésites. Parfois les granules sont de la dimension des microlites, parfois plus gros.

Outre la grande masse située au S de Neagra Șarului, les andésites à hypersthène et à augite se trouvent plus au N. Ainsi, une faible coulée apparaît dans le sommet du mont Lucaci ; la roche est segmentée en plaques comme les affleurements décrits plus haut.

On rencontre à la base de ces andésites, des conglomérats cimentés, qui ont donné naissance, dans leur horizon supérieur, à des colonnes et à des pyramides à formes fantastiques, dues à l'érosion.

On trouve une autre masse d'andésites à hypersthène et à augite dans la région septentrionale du Mont Șerba, à partir de Vlăjeni jusqu'à Buza Șerbei. Par différence des andésites à hypersthène et à augites rencontrées jusqu'ici, ces andésites contiennent dans leur masse fondamentale une grande quantité de verre, supérieure parfois à celle des microlites. Les autres masses d'andésite à hypersthène et à augite de la région, présentent un développement plus faible.

Étant donné que les laves andésitiques de la région de Călimani Ciribuc —Căliman Izvor—Buciniș—Deluganu ont été conservées sur une épaisseur appréciable, il reste à savoir jusqu'à quelle hauteur se sont élevées les coulées de ces laves. Vârful Deluganu se trouve actuellement à 1401 m d'altitude. Dans ces régions, la base des laves se trouve à 1250 m d'altitude ; il en résulte donc que l'épaisseur actuelle des coulées de lave du Deluganu atteint 150 m. Il est probable que dans le passé le Deluganu se trouvait à une altitude plus élevée, car plus à l'E du ruisseau Călimănel, dans l'ensellement compris entre Dealul Călimănel et Dealul Vânăt, à 1500 m d'altitude, on trouve un ancien niveau d'érosion, sur lequel reposent des dépôts qui contiennent des blocs arrondis d'andésites. L'épaisseur des coulées aurait donc atteint 250 m.

Dans la partie W de la région, la base des coulées se trouve à 1300 m, à P. Cailor et, au-dessus, au Vârful Ciribuc, les laves atteingent jusqu'à 2015 m d'altitude. Donc à Călimani-Ciribuc l'épaisseur actuelle atteint 700 m. A Călimani Izvor (2033 m), région vers laquelle semble se diriger l'isobathe de 1250 m de la base des coulées, l'épaisseur actuelle des coulées s'élève jusqu'à

Institutul Geologic al României

environ 800 m. Il est probable que ces écoulements de lave n'ont pas continué au N du P. Neagra Şarului avec la même épaisseur. Le relèvement des isobathes vers le NW indiquerait la liaison entre le petit écoulement d'andésite à pyroxène qui constitue le Vârful Muntelui Lucaci et la masse des grandes coulées au S de Neagra Şarului.

Si l'on admet qu'au-dessus de Vârful Lucaci le niveau supérieur des laves était à la hauteur du Vârful Ciribuc, nous pouvons admettre aussi que l'écoulement présentait une épaisseur bien moindre, d'environ 250 m.

Cette couche beaucoup plus mince, à grande altitude et reposant sur un fondement peu résistant, a pu être facilement enlevée par l'érosion, qui a probablement creusé plus tard, dans la masse des conglomérats du bassin de Neagra Şarului, de profondes vallées ressemblant à des cañons descendant jusqu'à l'ancien soubassement antévolcanique plus résistant.

Basalte-andésites. Une autre série d'effusions de laves à constitution toute différente de celles étudiées antérieurement, affleure entre Sărişorul Mic et Dorna Cândreni. Cette série constitue les hauteurs comprises entre Dealul Moara Dracului et Poiana Spânului, à Paltin, Vârful Obcinei, Vârful Pietrei, formant une zone à direction NW, de 4 km de longueur et de plus de 1 km de largeur. Ces laves reposent directement sur les grès et les calcaires éocènes, formant un plateau qui se développe le long du contact entre les deux formations éocènes. La ségmentation des laves se fait, dans ce cas aussi, en plaques étroites de un à plusieurs centimètres, parallèles entre elles et en position presque horizontale. Les diaclases plus grandes sont perpendiculaires sur ces plaques et à cause de l'éboulement des roches, les murs sont verticaux. C'est le cas d'un petit lambeau isolé de laves qui forme, à Vârful Pietrii, des colonnes verticales.

Ces laves, que nous connaissons sous le nom de balsate-andésites, sont compactes, de couleur gris allant jusqu'au noir, microcristallines, à rares inclusions de phénocristaux, qui atteigent à peine 1 mm de diamètre. On y constate sous le microscope une structure porphyrique à très rares phénocristaux.

Les roches situées au S de cette zone sont, en quelque sorte, différentes de celles qui sont situées plus au N. Vers le S (Poiana Spânzului) apparaissent dans la roche, des phénocristaux allant jusqu'à 0,5 mm de longueur, d'augite, hypersthène et d'olivine en partie altérée. La masse fondamentale est constituée de microlites de feldspat, dont les dimensions dépassent celles des andésites. Ces dernières ont ordinairement 0,1—0,2 mm. Elles atteignent rarement 0,5 mm. Les microlites sont maclés d'après les macles de l'albite et de Carlsbad. Leur structure est zonaire. La partie interne arrive à un labrador-bytownit à teneur d'environ 70% An, parfois davantage (70—80% An) ; la partie externe se réduit à une andésine basique à environ 45% An.

Institutul Geologic al României

La majeure partie de la masse des microlites est constituée de labratownite à environ 65% An. C'est encore sous forme de microlites qu'apparaissent l'augite et l'hypersthène. De petits cristaux de magnétite sont répandus dans toute la masse de la roche. L'espace entre les microlites est rempli de verre.

La structure de la masse fondamentale conserve le caractère hyalopilitique. La texture est orientée d'une manière fluidale.

Le caractère basique de la roche, l'apparition de l'olivine, le développement des microlites de feldspath, la disparition ou la tendance à la disparition des phénocristaux, la formation des microlites à pyroxène qui occupe bien souvent les interstices des microlites de feldspath, font su oser que cette roche constitue un passage des andésites aux basaltes. Dans la région de Hârghita—Călimani (Transylvanie) les chercheurs antérieurs ont donné à ces roches le nom de basalte-andésite, nom utilisé d'ailleurs dans d'autres pays (7, 145). Nous devons conserver ce même nom pour les roches décrites ci-dessus.

Plus au N, comme par exemple dans le Vârful Pietrii, ou encore plus loin dans cette direction, à l'endroit où l'érosion a séparé une masse de roches semblables, à Bâtca Priporului, les phénocristaux d'olivine et de pyroxène disparaissent. On voit apparaître en échange de rares phénocristaux de feldspath de 1—2 mm de longueur. Ces cristaux ont une structure zonaire, le centre étant formé de bytownit à 75—80—85% An et les bords de labrador à 55-65% An. On y distingue vers le bord une diminution brusque du contenu en anorthite, même sous la limite indiquée ci-dessus. Les microlites de feldspath de 0,1—0,2 mm, ont aussi une structure zonaire, vu que leur centre est constitué de labrador à 60—65% An et que le bord montre une andésine basique à 40—45% An. Les microlites d'augite font à peu près défaut ; en revanche on y trouve en abondance les microlites à hypersthène, dont les dimensions sont cependant inférieures à celles des feldspaths. On trouve de nombreux granules de magnétite associés à l'hypersthène.

La quantité de verre de couleur brun foncé est équivalente à celle des microlites. Les caractères structuraux de ces deux roches et leur basicité les classent parmi les basalte-andésites. Les relations entre ces derniers, et ceux qui se trouvent plus au S sont très étroites, vu qu'ils constituent une masse commune. C'est tout au plus si ces derniers représentent deux coulées successives, superposées.

On rencontre également des basalte-andésites parmi les roches qui apparaissent au Mont Măgura, à Poiana Negrii. Ces basaltes sont compacts, microcristallins d'ordinaire altérés. Les phénocristaux sont rares, formés de feldspaths zonaires dont la partie centrale est composée de bytownite à 74—80% An et dont les bords diminuent jusqu'à un labrador à 60—65% An. La masse fondamentale est constituée de microlites de labrador à structure zonaire,

Institutul Geologic al României

dont le centre contient de 65—60% An et les bords environ 50% An. On rencontre aussi des microlites à hypersthène et rarement des pseudomorphoses d'après l'olivine, transformée en divers produits secondaires, chlorite, opale, calcite. On observe de petits granules de magnétite répandus dans toute la masse de la roche. Le peu de verre qui existait entre les microlites a également été transformé en substance chloritisée.

On trouve encore un peu de basalte-andésite à Poiana Tăeturei.

Pour les basalte-andésites de Poiana Spânzului—Vf. Obcinei, nous pouvons admettre une nappe de laves inclinée de l'W à l'E. L'actuelle épaisseur de la nappe de lave est, à Poiana Spânzului, d'environ 20 m ; elle est de 75 m plus à l'E près de Moara Dracului. Cette nappe est restée suspendue, formant un plateau sur la crête de la colline que l'érosion a séparé au N des laves de Bâtca Priporului et au NW du Vârful Pietrii (voir I et II, planche de coupes).

Un fait curieux est que cette nappe se soit localisée au-dessus même du contact entre les grès et les calcaires eocènes. Il semblerait que ce sont les vestiges d'une coulée de lave fluide le long d'une fissure orientée d'après ce contact. Nous lui supposons toutefois une autre provenance, car si elle provenait de ce contact, il faudrait que l'on rencontre dans le prolongement, là où la couverture de lave fait défaut, des phénomènes de minéralisation, des sources, etc. ce qui n'existe pas. D'ailleurs, l'inclinaison de cette nappe indique un écoulement de la lave de l'W à l'E et l'échappement du magma par cette fissure n'expliquerait pas ce fait, car alors le magma aurait dû couler vers la colline, vers l'W. Il s'ensuit que les laves sont venues de l'W.

Les roches de Buza Şerbei, que l'on rencontre dans la continuation de la surface de base des basalte-andésites, sont d'une nature différente : elles sont constituées d'andésites à hypersthène et à augite. Par contre, au N de Buza Şerbei on rencontre un piton circulaire, le Mont Măgura, qui représente un neck volcanique. On rencontre parmi ces roches aussi des basalte-andésites, ce qui fait supposer que les laves de Poiana Spânzului—Vârful Obcinei, proviennent d'un cratère localisé au-dessus du Mont Măgura.

On voit que l'ancienne surface sur laquelle se sont épandus les basalte-andésites a été suffisamment surélevée. Les contacts de base des laves se trouvent à :

Bâtca Priporului; laves—calcaires éocènes	1.060 m
Vârful Pietrii; laves—grès éocènes	1.250 »
La Paltin; laves—grès éocènes	1.250 »
Poiana Spânzului; laves—grès éocènes	1.270 »
Ouest de Moara Dracului; laves—calcaires	1.200 »
Buza Şerbei; laves—schistes cristallins	1.300 »

Il en résulte que les andésites à hypersthène et augite de Buza Şerbei, autant que les basalte-andésites ont coulé sur la même surface comprise entre

Institutul Geologic al României

1300—1200 m, inclinée de W à E et de S au N, car à Bâtca Priporului le niveau est plus bas. Donc, un autre bassin se trouve dans la région de Poiana Negrii et Dorna Cândreni.

Les andésites à hornblende. Dans la région de Poiana Negrii—Dorna Cândreni, l'érosion a poussé plus loin ; elle a dépassé les napes de basalte-andésite, atteignant le soubassement éocène. Grâce à cette érosion, d'autres roches volcaniques sont venues à l'affleurement à Poiana Negrii ; ce sont les andésites à hornblende, qui occupent un niveau stratigraphique inférieur à celui des basalte-andésites.

On ne saurait indiquer d'une manière précise jusqu'à quel point les andésites à hornblende sont répandues attendu qu'elles occupent des niveaux inférieurs et qu'elles sont par conséquent en grande partie masquées par des tourbières et des pâturages. Les andésites à hornblende sont plus visibles à Muntele Măgura et à Bâtca Priporului. Ces roches sont ordinairement altérées et parcequ'elles sont pauvres en éléments mélanocrates, elles apparaissent sous forme de masses blanches, à aspect terreux, parfois d'un brun jaunâtre. Rarement, comme par exemple près de l'église de Poiana Negrii, on trouve des roches non altérées.

On distingue, à l'œil nu, dans les roches fraîches des aiguilles brillantes, de 3 — 4 mm de longueur, de hornblende et des phénocrisatux transparents longs de 1—2 mm, de feldspath. La masse fondamentale est de couleur gris foncé. La cassure de la roche tient entre la conchoïdale et la cassure en éclats.

On y constate sous le microscope une petite portion de phénocristaux, parfois inférieure à 1% de la masse de la roche. Les phénocristaux de feldspath ont une structure zonaire, les parties centrales étant formées de bytownite à 70—80% An et les bords de labrador à environ 60 An. Les microlites de feldspath atteingent la composition d'une andésnie. Lorsque les phénocristaux sont plus rares et plus petits, leur composition diminue à un labrador à 65—60% An.

Les inclusions de verre sont fréquentes.

L'élément mélanocrate est représenté par des phénocristaux à hornblende commune, de couleur brun vert. L'amphibole présente un caractère instable, vu qu'elle est resorbeé par le magma et que les cristaux sont entourés d'une couronne impregnée de magnétite. Au cas de phénomènes hydrothermaux, seules des relictes de hornblende se sont conservées à l'intérieur du contour idiomorphe rempli de divers produits secondaires.

Dans certains échantillons de roches, on rencontre entre autres, dans la masse fondamentale, des grains de quartz ; ils sont en petite quantité, de sorte qu'on ne peut donner à cette roche le nom de dacite. On rencontre aussi le quartz hydrothermal ; les pyroxènes font défaut. La masse entre les microlites a un aspect vitreux, mais la même substance examinée en lumière

Institutul Geologic al României

polarisée, montre qu'elle est biréfringente, comme dans certains porphyres quartzifères.

La proportion de l'élément mélanocrate est moindre. Il se peut que la composition chimique de ces roches corresponde à certaines dacites à SiO_2 non individualisé, demeuré dans la masse fondementale vitreuse, actuellement cryptocristalline. Jusqu'à un contrôle chimique ces roches doivent être considérées comme des andésites à hornblende, leucocrates, à tendance de passer aux dacites.

En ce qui concerne l'ancienneté des andésites à hornblende, ayant en vue leur niveau inférieur par rapport à la grande masse de conglomérats de Şerba, nous croyons qu'ils sont plus anciens que les andésites à hypersthène et à augite. Il est possible que les basalte-andésites de Poiana Spânzului soient aussi plus anciennes que les andésites à hypersthène et à augite, bien qu'elles soient plus basiques ; cela, du fait qu'ils reposent directement sur les dépôts éocènes, sans l'intermédiaire des conglomérats de Şerba.

LA TECTONIQUE POSTVOLCANIQUE

Les phénomènes tectoniques qui ont eu lieu à la suite des éruptions volcaniques se limitent plutôt à des fractures et à leurs conséquences.

Des intrusions de laves sous forme de filons, puis éventuellement des nappes intrusives (sills) se sont produites le long des lignes de faille. Ainsi, à Vlăjeni, à l'E du Mont Şerba, on trouve un filon d'andésite à hypersthène et à augite en position verticale, dans lequel la masse d'andésite s'est segmentée en prismes étroites, horizontales, semblables aux ségmentations qui se produisent dans certains filons de basalte.

Des injections semblables se sont localisées surtout sur les lignes de faille plus anciennes. Ainsi, celle de Vlăjeni se trouve au-dessus du contact anormal entre les sédiments éocènes et les schistes cristallins. Plus au S vers Gura Haitei, les failles ont eu une plus grande importance, vu qu'en cet endroit commence à se faire jour une plus grande complexité dans les phénomènes instrusifs liés à l'appareil volcanique des Călimani.

Plus à l'E, M. Sava Athanasiu *(l. c.)* a admis la présence d'une profonde fissure à direction NNW—SSE, jalonnée par les sources carbonatées entre Sărişor—Păltiniş—Glodu. Cette ligne est évidente et elle va probablement en continuation jusque dans la région de Tulgheş. Mais nous croyons que cette faille est plus ancienne que la venue des andésites à hypersthène et à augite ; elle a joué un rôle en ce qui concerne les éruptions de dacites. L'arrêt par le mur cristallin des andésites à pyroxène tel que le montre l'esquisse des isobathes (fig. 1) n'est point dû à cette fracture ; c'est un phénomène assez normal, vu que les courbes de SE ont une direction parallèle au bord

Institutul Geologic al României

cristallin du bassin, non pas seulement à P. Călimănel mais aussi au commencement du P. Neagra Broștenilor. D'autre part, les eaux carbonatées qui apparaissent sur des failles, se trouvent soit sur le soubassement cristallin, soit au contact de celui-ci avec les dacites de Drăgoiasa, soit en relation avec les andésites à hornblende (dacitoïdes?) de Poiana Negrii ; elles ne sont pas en relation avec les andésites à pyroxène. Si les failles avaient été plus récentes, nous les aurions trouvées en relation avec ces derniers.

La grande faille semble être en relation avec les effondrements plus anciens du bassin de Transylvanie. Les fissures plus récentes se sont produites à l'W, vu qu'elles étaient en relation avec l'effusion même des andésites.

L'ÂGE DES ÉRUPTIONS

A titre de comparaison, afin de pouvoir déterminer l'âge des éruptions, ainsi que nous l'avons établi nous examinerons les dépôts daciens à charbon de Drăgoiasa. Les dacites sont plus anciens, les laves ont subi des érosions assez fortes. Ils font probablement partie des volcans de dacite de la bordure du Bassin transylvain dont l'éruption a eu lieu dans le Méditeranéen II et le Sarmatien. Il est probable que dans le bassin de la Neagra, la direction de l'écoulement des eaux était encore vers le bassin de Transylvanie. Dans le Dacien ont commencé les montées de laves de Călimani, qui ont barré le chemin des eaux vers l'W ; c'est alors que commencait la formation des lacs où se sont constitués les dépôts de charbon. Par la suite, le bassin a été colmaté par des dépôts torrentiels (qui ont formé plus tard les conglomérats), phénomène dû à la désagrégation de l'appareil volcanique qui se dressait à l'W de Gura Haitei.

Il est probable qu'une période d'accalmie assez prolongée semble-t-il a suivi, car il a été constaté que les intercalations de laves ou bien de projections font défaut dans les dépôts conglomératiques. Une série d'abondants écoulements de laves d'andésites à hypersthène et à augite également presque dépourvus de matières explosives ont eu lieu après. C'est à cause de quoi nous supposons que la dernière éruption n'a pas été strato-volcanique proprement dite, mais à tendance au type de volcan de lave, c'est-à-dire avec des laves plus fluides, qui se sont facilement étendues sur des distances énormes (voir III et IV, planche de coupes).

LA MORPHOLOGIE ACTUELLE

Étant donné la distribution des écoulements d'andésite à hypersthène et à augite, ainsi que la matière faiblement cimentée qui constitue les conglomérats andésitiques, la morphologie actuelle est plus facile à expliquer.

Dans le bassin de Neagra Șarului, l'épaisse masse de laves comprise entre

Institutul Geologic al României

Deluganu et Ciribuc a été protégée contre les érosions et s'est maintenue à une altitude considérable. Cependant, dans la région du ruisseau Neagra Şarului vers l'extrémité nord, l'épaisseur des laves a été bien moindre, à cause de quoi la couche a été facilement détruite. De ce fait, la matière conglomératique faiblement cimentée a été très facilement emportée et de profondes vallées y ont été creusées leur lit jusque dans le soubassement plus résistant. Plus tard, toute la matière non protégée par une toiture éruptive, a été supprimée par l'érosion découvrant ainsi le large fond du bassin de Neagra Şarului (voir III, planche de coupes). Bien entendu, cette action s'est produite progressivement, avec l'ouverture de la voie des eaux en sens contraire vers l'E, ainsi que l'a démontré M. SAVA ATHANASIU. Au début, le niveau de l'érosion a été plus élevé, phénomène constaté à Bâtca Andreenilor, où il s'est conservée, sur la crête, une île de dépôts torrentiels à blocs d'andésites; les terrasses surélevées de Bistriţa en sont une autre preuve.

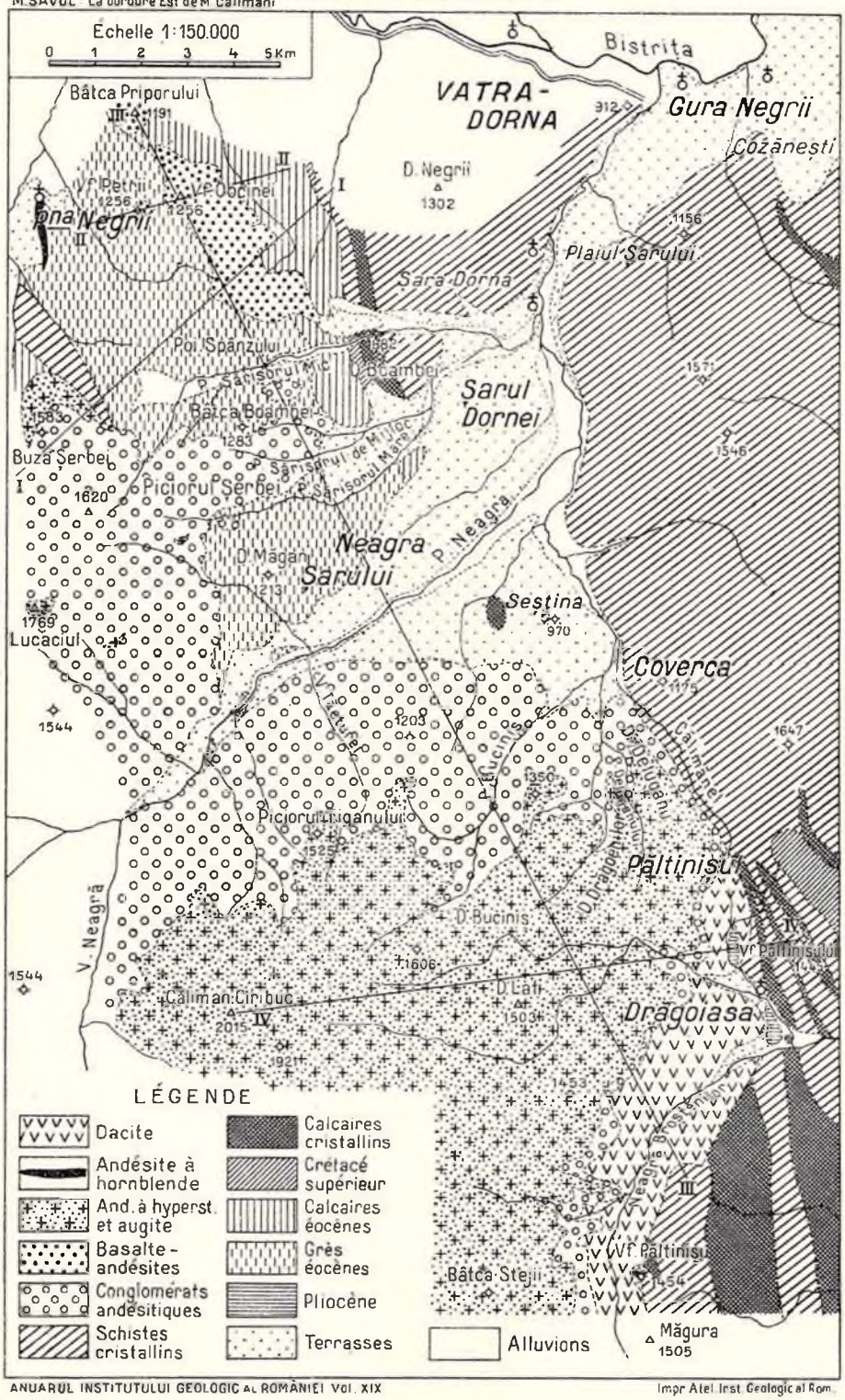
BIBLIOGRAPHIE

1. SAVA ATHANASIU. Geologische Studien in den nordmoldauischen Karpathen. *Jahrb. d. k. k. geol. Reichsanstalt 1899.* 49. B. 3. H.
2. — Geologische Beobachtung in den nordmoldauischen Ostkarpathen. *Verhandlungen d. k. k. geol. Reichsanstalt 1899.* N. 5.
3. — Studii geologice în districtul Suceava. *Bul. Soc. de Ştiinţe.* Bucureşti 1898.
4. V. C. BUŢUREANU. Etudes pétrographiques et chimiques sur le massif éruptif Călimani-Pietrele Roşii-Lucaci. *Annales Scientifiques de l'Université de Jassy.* 1908.
5. M. SAVUL. Şisturile cristaline şi zăcămintele de manganez din regiunea Şarul Dornei, Distr. Câmpulung. *An. Inst. Geol. Rom.* Vol. XII, 1927 (avec résumé français).
6. KARL ROTH. v. TELEGT. Über die Entstehung der Lignitbecken bei Bélbor, Borszég und Ditró. Gedruckt am 2./III.1918 bei der k. u. k. Kriegsvermessung Nr. 1.
7. H. H. ROBINSON. The San Franciscan Volcanic Field. Arizona. *U. S. Geol. Survey. Prof. Paper* 76.
8. I. ATANASIU. Zăcămintele de lignit din basinul pliocenic dela Borsec. *Studii tecnice şi economice.* Vol. III. Fasc. 3. Bucureşti 1924, p. 4.

Institutul Geologic al României

ESQUISSE GÉOLOGIQUE DE LA BORDURE EST DES MONTS CĂLIMANI

M. SAVUL - La bordure Est de M. Călimani

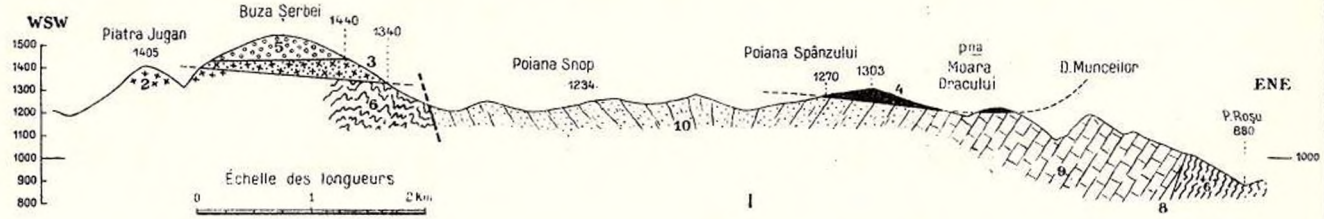


Impr. Atel. Inst. Geologic al Rom.

Institutul Geologic al României

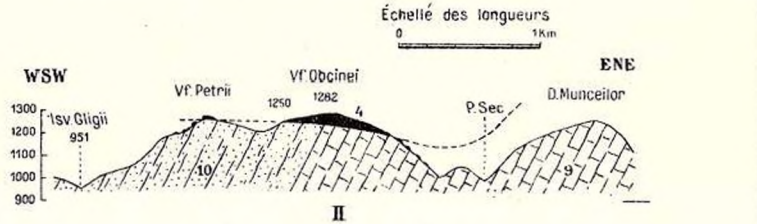
M. SAVUL

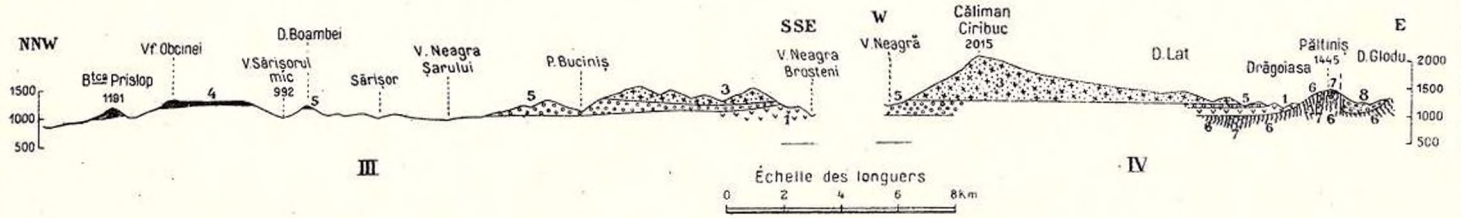
COUPES DANS LA BORDURE EST DES MONTS CĂLIMANI



Légende

1. *Dacite*
2. *Andesite à hornblende*
3. *And. à hypersthène et augite*
4. *Basalte-andésites*
5. *Conglomérats*
6. *Schistes cristallins*
7. *Calcaires* "
8. *Crétacé supérieur*
9. *Calcaires éocènes*
10. *Grès éocènes*





Impr. Atel. Inst. Geologic al Rom.

Institutul Geologic al României

DAS GEBIRGE VON BRAȘOV

VON

E. JEKELIUS

INHALT

	Seite
1. *Kristalline Schiefer*	380
2. *Stratigraphie*	381
Trias	381
Jura	382
Lias	382
Dogger	384
Malm	386
Kreide	387
Neokom	387
Mittlere Kreide	388
Obere Kreide	390
Tertiär	395
Eozän	395
Mediterran	397
Daz-Levantin	397
Pleistozän	399
3. *Tektonik*	399
Bibliographie	406

Das Gebirge von Brașov, eine in sich geschlossene morphologische und geologische Einheit, grenzt mit seinen steilen, schroffen Formen der mesozoischen Kalke und Konglomerate nach Osten in anormalem Kontakt an die breite, durch weiche, ausgeglichene Formen charakterisierte Zone des neokomen Flysches. Der neokome Flysch fällt entlang der ganzen Kontaktlinie unter den Komplex der Schichtenserie von Brașov ein.

Das Gebirge von Brașov gliedert sich in vier morphologisch scharf abgegrenzte Einheiten. Im Osten erhebt sich der Piatra Mare, nach Westen hinüber, durch den Tömöscher Pass getrennt, der Cristian Mare. Im Süden ragt

Institutul Geologic al României

steil die breite Masse des Bucegi auf, dem nordwestlich, durch die weite Depression des Törzburger Passes getrennt, der scharf geschnittene Zug des Piatra Craiului vorgelagert ist. In geographischem Sinne werden diese vier morphologischen Einheiten als Gebirge von Brașov zusammengefasst. In geologischer Beziehung aber gehört zu diesem Gebirge auch der südliche Teil des Gebirges von Perșani, von der Vlădenier Bucht im Norden über den Mt. Codlei, bis an den Piatra Craiului im Süden. Dieser südliche Teil des Gebirges von Perșani zeigt in stratigraphischer und fazieller Beziehung die gleichen Züge wie die übrigen Teile des Gebirges von Brașov.

Aus früherer Zeit haben wir Daten über dies Gebiet vor allem von MESCHENDÖRFER, HERBICH, POPOVICI-HAȚEG und SIMIONESCU. MESCHENDÖRFER hat hier in mancher Beziehung grundlegende Arbeit geleistet. Die Daten, die in HAUER und STACHE enthalten sind, gehen zum grössten Teil auf MESCHENDÖRFER zurück. Nachher kam HERBICH vor allem mit Untersuchungen bezüglich des Grestener Lias, des Dogger im Bucegigebiet und der Kreidesedimente, ferner POPOVICI-HAȚEG und SIMIONESCU mit ihren Arbeiten über den Dogger des Bucegi und die Jura- und Kreideformation der Dâmbovicioara. Ausserdem haben UHLIG, KOCH, TOULA, PODEK, WACHNER, PROTESCU und andere über dies Gebiet publiziert. Die geologische Kartierung dieses Gebietes habe ich im Jahre 1913 begonnen und lege nun die abschliessenden Resultate dieser Arbeiten in kurzer Zusammenfassung vor.

1. KRISTALLINE SCHIEFER

Die Unterlage der mesozoischen Serie des Gebirges von Brașov ist typisches Leaotakristallin, hauptsächlich chloritische und chloritisch-sericitische Schiefer mit untergeordneten Gneisslinsen. Ausser in den weitausgedehnten, zusammenhängenden Gebieten westlich des Bucegi und nordwestlich des Piatra Craiului, sowie in einzelnen kleinen Vorkommen zwischen Bucegi und Piatra Craiului sind Kristalline Schiefer in den anderen Gebieten nur in ganz kleinen Vorkommen aufgeschlossen. Östlich vom Bucegi im Valea Cerbului sind chloritische Schiefer den Schichten von Sinaia eingefaltet (27). Am Nordostrand des Bucegi liegt an der Basis des Bucegikonglomerates über dem Kreideflysch eine Kristalline Breccie, die aus zum Teil ganz grossen eckigen Blöcken des Leaotakristallins besteht. Ausser auf der Linie Valea Cerbului—Valea Ghimbavului haben wir diese Kristallinen Breccien auch auf dem Diham an der Basis des Bucegikonglomerates.

Im Gebiet des Cristian Mare sind Kristalline Schiefer nur in ganz geringer Ausdehnung in einem Vorkommen von wenigen Quadratmetern im Liegenden der Dogger-Tithonklippe im Comortal südlich der Pojana aufgeschlossen. Weiter östlich im Gebiet des Piatra Mare fehlen die Kristallinen Schiefer schon vollkommen.

Institutul Geologic al României

Das Kristalline Gebiet nördlich des Piatra Craiului wird von verschiedenen Kristallinen Serien aufgebaut, die von O. SCHMIDT (46a.) näher untersucht worden sind.

2. STRATIGRAPHIE

Da ich den grössten Teil der reichen Faunen dieses Gebietes und die Stratigraphie der entsprechenden Ablagerungen in früheren Arbeiten eingehend behandelt habe, kann ich mich hier auf einen kurzen stratigraphischen Überblick beschränken. Etwas ausführlicher werde ich nur die oberkretazischen Ablagerungen besprechen, da diesen eine grosse Bedeutung im Zusammenhang mit der tektonischen Entwicklung des Gebirges von Brașov zukommt und hier manches noch unveröffentlichte Material vorliegt.

TRIAS

Untere Trias, Werfener Schiefer sind nur im südlichen Teil des Perșanier Gebirges, bei Vulcan bekannt. Es sind dünnplattige, graue bis schwarze Kalke, auf deren Schichtflächen häufig *Myophoria costata*, seltener *Gervilleia* sp. und *Pecten* sp. gefunden werden. Diese dunkeln Kalke gehören zu den Kampiler Schichten.

Im eigentlichen Gebirge von Brașov ist untere Trias bisnoch nicht bekannt. Überall da aber, wo mittlere Trias im Gebirge von Brașov vorkommt, bildet sie die tiefsten der aufgeschlossenen Schichten. Ihr Liegendes ist unbekannt. So dass auch die untere Trias in der Tiefe noch stecken kann.

Bildungen der mittleren Trias sind auf das Gebiet des Cristian Mare beschränkt. Südöstlich von Cristian finden sich in grosser Ausdehnung dünnplattige, graue, von zahlreichen weissen Kalzitadern durchsetzte Kalke und Mergel. In geringerer Ausdehnung kennen wir die gleichen Bildungen im südlichen Teil der Pojana. Das Niveau, aus dem ich eine kleine Fauna aus diesen Bildungen von Cristian bekannt machen konnte (11), entspricht dem oberen Anisien. Dieser mächtige Schichtkomplex umfasst aber sicher auch andere Niveaus, nur ist vorläufig eine weitere Gliederung infolge der einförmigen faziellen Ausbildung und dem vorläufigen Mangel weiterer Faunen nicht durchführbar. So müssen wohl auch die zeitlichen Aequivalente des weissen Triasrecifkalkes von Brașov noch in diesen grauen Mergelkalken von Cristian gesucht werden. Der weisse Triaskalk von Brașov (29) gehört stratigraphisch in die ladinische Stufe der mittleren Trias an die Grenze zwischen St. Cassian und Wengener Niveau, wahrscheinlich überwiegend ins Wengener Niveau.

Andere Triasvorkommen sind aus dem Gebirge von Brașov nicht bekannt. Während der ganzen oberen Trias müssen wir hier eine Erosionsperiode annehmen. In dieser Zeit ist wohl der grösste Teil der älteren triasischen Ablagerungen zerstört worden.

Institutul Geologic al României

JURA

In weit grösserer Ausdehnung und mannigfaltigerer Entwickelung finden wir die jurassischen Bildungen vertreten.

LIAS

Nach der Festlandsperiode während der oberen Trias setzen die in Grestener Fazies entwickelten Liasbildungen als Seichtwasserablagerungen, Lagunenbildungen ein. Es sind überwiegend kalkige, tonige Sandsteine, tonige Schiefer mit reicher Kohlenbildung, vielen pflanzlichen und tierischen Fossilien und mit viel Pyrit, der durch den Verwesungsprozess im Schlamm des Liasmeeres gebildet wurde.

Cristian Mare. Die Liasablagerungen in Grestener Fazies konnte ich vor allem im Gebiet des Kohlenbergwerkes von Cristian im Detail gliedern (11). Wir haben vom unteren bis zum oberen Lias hier alle Horizonte mit reicher Fauna vertreten.

Bei dem Vorkommen auf der Curmătura bei Brașov ist nur der obere Lias (unteres Toarcien) aufgeschlossen, gelber, glimmerreicher, sandiger Mergel mit *Dactylioceras commune*, zahlreichen *Belemniten* etc. Diese Mergel werden von trachytähnlichen Eruptivgängen durchsetzt.

Auf dem nordöstlich anschliessenden Schneckenberg dagegen sind im Hangenden des weissen Triaskalkes die feuerfesten Tone des untersten Lias, kohlige, sandige Schiefer und Sandsteine des unteren und mittleren Lias in kleinen Erosionsrelikten vorhanden und in grösserer Ausdehnung oberliasische tonig-sandige Mergel. In diesen oberliasischen Mergeln wurde im Liegenden des Tithonkalkes neuerdings durch die Zementfabrik ein Eruptivgang aufgeschlossen, der petrographisch den glasigen Porphyriten von Vulcan vollkommen entspricht. Proben dieses Gesteines wurden von SAVUL und KRÄUTNER (46) als Arfvedsonitgranitporphyr bestimmt.

Zwischen den aus dem Kreidekonglomerat steil durchspiessenden Tithonkalkklippen der Salamonsfelsen südlich von Brașov treten, in ihrer Erscheinungsform an einen diapiren Kern erinnernd, tektonisch stark gestörte Lias- und Doggerbildungen auf, teils unterliasische Kohle und Kohlenschiefer, teils oberliasische, tonig-sandige Mergel, ferner heller Quarzsandstein des unteren Dogger. Hier fehlt infolge Ausquetschung und tektonischer Störungen eine Kontinuität der verschiedenen Horizonte.

Ein weiteres Vorkommen von Lias bei Brașov muss ich von « Hinter der Graft » erwähnen. Hier werden die Steilhänge, die südlich der Handelskammer gegen den Bach längs der Stadtmauer abfallen, aus einem Konglomerat gebildet, das bisher als Bucegikonglomerat aufgefasst wurde. Ich fand in diesem Konglomerat aber eine Sandsteinzwischenlage, die zahlreiche,

Institutul Geologic al României

wenn auch schlecht erhaltene Fossilreste enthält. Es sind überwiegend *Trigonien* und andere Lamellibranchiaten, aber auch Ammonitenreste, von denen ich einen als *Coeloceras (Peronoceras) subarmatum* bestimmen konnte. Es handelt sich somit hier auch um oberen Lias (unteres Toarcien) und zwar entspricht dieser Sandstein auch petrographisch dem versteinerungsreichen oberliasischen Sandstein von Vulcan (Breitbachtal). Stratigraphisch entsprechen sie vollkommen dem gelben und grauen, glimmerreichen Mergel mit *Dactylioceras commune* Sow. von der Curmătura bei Brașov und von Cristian.

Etwas weiter südlich vom Liaskonglomerat tritt auf dem gegen den Graftbach abfallenden Hang dann typisches Bucegikonglomerat auf, das nach Süden unter die Tithonkalkklippe des Turnul Negru (Schwarzen Turmes) einfällt.

Piatra Mare. Im Gebiet des Piatra Mare haben wir zwischen den nördlichen Ausläufern desselben im Tal von Baciu Grestener Lias aufgeschlossen. Hier wurde durch Schürfungen die ganze Liasserie festgestellt: feuerfeste Tone, Kohle, kohlige Schiefer und Sandsteine, sowie oberliasische Schiefer mit Ammoniten. Alle diese Bildungen sind tektonisch stark gestört. Im oberen Lias setzt auch hier der gleiche Eruptivgang durch wie auf der Curmătura bei Brașov.

Ein zweites Liasvorkommen im Gebiet des Piatra Mare findet sich hoch oben über dem Bucegikonglomerat an der Basis einer höheren Schuppe. Die reiche Liasfauna, die ich von hier sammelte, weicht zwar etwas von der Grestener Fauna von Cristian ab, doch ist in fazieller Beziehung kein wesentlicher Unterschied zu machen, es handelt sich nur um lokale Unterschiede sonst typischer Grestener Faunen. Und zwar ist hier durch *Spiriferinen* Unterlias palaeontologisch belegt. Ausserdem kommen zahlreiche *Trigonien* und viele andere Lamellibranchiaten vor.

Codlea-Vulcan. Die ausgedehnten Liassynklinalen westlich von Codlea und Vulcan zeigen auch typische Grestener Entwicklung mit ausgedehnten Kohlenflözen, kohligen Schiefern und Sandsteinen (23). Auffallend ist hier die Armut an Versteinerungen, abgesehen von Pflanzenresten. Eine Horizontierung in der Art wie bei Cristian kann daher hier nicht durchgeführt werden. Auffallend sind ausserdem im Lias von Codlea-Vulcan die weit ausgedehnten vulkanischen Bildungen: Porphyre, Porphyrite, mächtige Tuffeinlagerungen und Einlagerungen vulkanischen Schuttes. Solche sind aus dem Lias von Cristian bisnoch nicht bekannt, treten dagegen als Gänge im Lias der Curmătura bei Brașov und im Lias von Baciu wieder auf.

Im Breitbachtal ist in der dortigen Liasserie ein an *Trigonien* und anderen Lamellibranchiaten, sowie *Belemniten* reicher gelber, glimmeriger Sandstein

Institutul Geologic al României

aufgeschlossen, der vollkommen der Sandsteinzwischenlage im oberliasischen Konglomerat von « Hinter der Graft » bei Brașov entspricht. Es ist dies der einzige fossilreiche Horizont der Liasbildungen bei Codlea-Vulcan.

DOGGER

Mit beginnendem Dogger setzte eine Transgression ein über Gebiete, die zur Zeit des Lias trocken lagen. So beginnt im Gebiet des Piatra Craiului und Bucegi, wo Trias- und Liasbildungen fehlen, die Sedimentation mit den hellen Quarzsandsteinen des unteren Dogger, die mit bemerkenswerter Einheitlichkeit im ganzen Gebiet entwickelt sind. Wir finden sie sowohl im Inneren der Liassynklinalen von Vulcan-Codlea, als auch mächtig entwickelt bei Cristian im Hangenden der beiden Liaszüge, ferner auf dem Schneckenberg bei Brașov, bei den Salamonsfelsen, im Valea Dracului, Valea Seacă und im südlichen Teil der Poiana bei Brașov. Im Gebiet des Piatra Mare finden wir den hellen Quarzsandstein im Tal von Baciu in grösserer Ausdehnung im Hangenden des Lias, ferner oben auf dem Piatra Mare an der Basis der oberen Schuppe, zwischen Lias und Tithon. Auf dem Bucegi tritt er, konglomeratisch, an der Basis der Doggerserie auf, über Kristalline Schiefer transgredierend. Konglomeratische Lagen finden wir zum Teil auch im Gebiet von Cristian in diesem Sandstein. Diese charakteristischen Sandsteine bilden somit einen der konstantesten Horizonte dieses Gebietes.

Als Versteinerungen waren bisher aus diesem Sandstein nur Abdrücke von Farnen bekannt. In letzter Zeit sind mir durch Herrn Ing. H. ALBERT aus diesem Sandstein von Cristian zwei grosse Ammoniten bekannt geworden, durch die eine genauere stratigraphische Fixierung möglich wird. Es handelt sich um *Dumortieria levesquei* d'ORB. und *Hammatoceras insigne* SCHÜBL., beides Formen des oberen Toarcien (Jurensiszone). Somit gehört der untere Abschnitt der sowohl bei Cristian als auch bei Vulcan mächtig entwickelten hellen Quarzsandsteine noch dem obersten Lias an, während der obere Abschnitt das Aalenien des unteren Dogger darstellen dürfte. Damit wird meine schon früher in diesem Sinne ausgesprochene Vermutung auch palaeontologisch bestätigt (10, 14).

Diesen hellen Quarzsandstein finden wir in geringerer Mächtigkeit an der Basis der Doggerprofile des Bucegi und Piatra Craiului, wo mit ihm die Doggertransgression über die Kristallinen Schiefer einsetzt. Diese relativ wenig mächtigen Schichten des Quarzsandsteines auf dem Bucegi entsprechen sicher nur dem obersten Abschnitt des mächtigen Komplexes bei Cristian etc. Sie werden hier auf dem Bucegi von der fossilreichen Doggerserie überlagert, deren Lamellibrachiaten- und Brachiopodenbänke das Bajocien und das untere Bathonien vertreten, die Ammonitenbank aber das obere Bathonien (Bradfordien) und das untere Callovien.

Institutul Geologic al României

Es schneidet somit die Lias-Doggergrenze mitten durch den Komplex des hellen Quarzsandsteines von Cristian und Vulcan, ähnlich wie die Dogger-Malmgrenze durch den Komplex der Jaspisschichten schneidet.

Das Profil der Doggerserie, das besonders schön im Bucegigebiet entwikkelt und aufgeschlossen ist, war früher Gegenstand zahlreicher Untersuchungen. MESCHENDÖRFER (35) entdeckte diese fossilreichsten mesozoischen Schichten des Gebirges von Brașov und stellte sie in den mittleren Lias. Die Untersuchungen von HAUER (5), HERBICH (6), SUESS (54), REDLICH (45), TOULA (55), sowie vor allem die von POPOVICI-HAȚEG (43) und SIMIONESCU (52, 53) haben diese Schichten dann näher bekannt gemacht. In meinen palaeontologisch-stratigraphischen Untersuchungen dieser Bildungen konnte ich diese Arbeiten dann fortsetzen und ergänzen (14—18).

Das Doggerprofil aus dem Hangenden der hellen Quarzsandsteine ist auf dem Westabhang des Bucegi, vor allem auf dem Mte. Strunga und Tataru schön ausgebildet. Schon die übrigen Doggervorkommen des Bucegi: Mte. Gaura, Pojana Țapului, Grohotișul, ferner die Doggervorkommen des Moeciutales, des Jalomițatales zeigen oft beträchtliche Abweichungen. Einzelne Glieder fehlen oder änderen die Fazies. Am unbeständigsten ist die Ammonitenbank. In identischer Ausbildung wie von der Strunga kenne ich sie nur noch in einem Vorkommen südlich von Zărnești aus dem Gebiet des Piatra Craiului.

Die im Hangenden dieses Doggerprofiles auftretenden Jaspisschichten dagegen sind eines der konstantesten stratigraphischen Glieder dieses Gebietes. Es sind teils graue, teils intensiv rote, dünngeschichtete, sandig-kalkige Mergel, die teils von Jaspisadern durchzogen, teils fast ganz durch Jaspis verdrängt werden. Stellenweise sind sie nur wenige Meter mächtig, doch erreichen sie manchmal auch bedeutendere Mächtigkeit. Diese Jaspisschichten sind an der Basis des weissen Jurakalkes meistens zu finden. Wo sie nicht nachweisbar sind, ist ihr Fehlen entweder tektonisch bedingt oder sind sie durch die Schutthalden des Jurakalkes verdeckt. Auf Grund der Fauna, die ich aus diesen Schichten bekannt machen konnte, umfassen sie das obere Callovien und das Oxfordien.

So fand ich in den unteren grauen sandig-kalkigen Schichten der Pojana Țapului: *Phylloceras flabellatum* NEUM., *Ph. demidoffi* ROUSS., *Lytoceras adeloides* KUD., *Oppelia* sp., *Macrocephalites* sp., *Rhynchonella voultensis* OPP., *Terebratula* sp. Auf dem Westhang des Piatra Craiului sind sandige, graue Mergel dieses Komplexes erfüllt mit *Posidonomya alpina*. Aus dem Gebiet des Cristian Mare konnte ich *Hecticoceras metomphalum* BONARELLI angeben.

Die oberen kalkig-tonigen Schichten lieferten mir dagegen im Bucegigebiet eine reiche Crinoidenfauna von reinem Oxfordtypus.

Diesen Schichtkomplex nannte ich *Callovien-Oxfordjaspisschichten* (18). Er entspricht stratigraphisch dem roten Kalk aus dem Valea Lupului (Rucăr),

Institutul Geologic al României

den SIMIONESCU (49) ins Callovien, POPOVICI-HAȚEG (41) aber ins Oxfordien verlegten.

MALM

Über den Jaspisschichten folgt in grosser Ausdehnung der weisse Jurakalk, neben dem Bucegikonglomerat diejenige Bildung, die im Landschaftsbild am auffallendsten hervortritt. An der Basis ist er oft dünngeschichtet, gelblich-grau oder rötlich mit zahlreichen Ammoniten, die aber gewöhnlich nur im Querschnitt zu sehen sind. Es ist ein sehr feinkörniger Kalk mit zahllosen *Calpionella alpina* etc. Seltener ist er an der Basis als Knollenkalk ausgebildet, in dem Kalkknauern von grünlichgrauem oder rötlichem Material umhüllt werden. In diesem Knollenkalk fand ich im Bucegigebiet, auf dem Westabhange des Mt. Gaura und auch auf dem Tataru, eine reiche Fauna, überwiegend Ammoniten. Es handelt sich um eine typische Fauna der Acanthicusschichten (19).

Die hangenden, mächtig entwickelten weissen Kalke sind überwiegend grob, undeutlich gebankt oder massig, ungeschichtet, selten dünngeschichtet. Es handelt sich um ausgedehnte Recife mit deren kalkigen, teils geschichteten Randzonen. Auf den Verwitterungsflächen sind sehr häufig Korallen zu sehen, oft auch Gasteropoden und andere Fossilien. Einzelne Vorkommen (Satulung, Râșnov) lieferten mir auch grössere Faunen. Verstreut aus dem ganzen Gebiet kennen wir Einzelfunde. Sowohl die Einzelfunde als auch die grösseren Faunen sind charakteristisch für Tithon. Selbst die von POPOVICI-HAȚEG im Kalke von Sinaia gefundenen *Berriasiella carpathica* und *Berriasiella chaperi*, sowie die von mir bei Râșnov gefundenen *Berriasiella carpathica* und *Berriasiella oppeli* sind für Tithon charakteristisch. *Berriasiella carpathica* ist eine ausschliessliche Tithonform. *Berriasiella chaperi* und *Berriasiella oppeli* sind ebenfalls typische Tithonformen, wenn sie auch bis ins Berriasien hinaufgehen.

Aus den so mächtigen Ablagerungen des weissen Tithonkalkes, in dem Versteinerungen sehr selten und schwer zu finden sind, der deswegen auch einer Horizontierung im Detail nicht zugänglich ist, sind somit bisher Formen des Berriasien nicht bekannt geworden. Da auch im Neokommergel keine typischen Berriasienformen gefunden wurden, liegt bisher kein palaeontologischer Beweis für eine Kontinuität der Sedimentation zwischen Tithon und Neokom vor. Da es in der Natur der Sache liegt, dass unsere Feststellungen auf stratigraphisch-palaeontologischem Gebiet gewöhnlich sehr lükkenhaft sind, dürfen wir aus bloss negativen Befunden aber nicht zu weitgehende Folgerungen ziehen. Daher geben uns auch die bisher nur lückenhaften Kenntnisse betreffend der Übergangszone zwischen Tithon und Neokom im Gebiet des Gebirges von Brașov und der Dâmbovicioara noch keineswegs die Berechtigung, festzustellen, dass das Berriasien hier fehle.

Institutul Geologic al României

Vielmehr erscheint trotz dem Mangel palaeontologischer Anhaltspunkte, die Annahme einer Kontinuität der Sedimentation zwischen Tithon und Neokom möglich, vielleicht sogar wahrscheinlicher als die Annahme einer Regression und nachfolgenden Transgression hier zur Zeit des Berriasiens. Tatsächlich haben auch sowohl SIMIONESCU als auch POPOVICI-HAȚEG im Dâmbovicioară-gebiet, wo der Mergel tektonisch weit weniger gestört ist als im Gebiet von Brașov, einen allmählichen Übergang vom Tithonkalk zum Neokommergel angenommen.

KREIDE

NEOKOM

Im Hangenden des Kalkes, sehr oft an Brüchen zwischen Tithonkalk und Bucegikonglomerat eingeklemmt, finden wir an zahlreichen Stellen vor allem im Gebiet des Cristian Mare, seltener Piatra Mare, Bucegi, Piatra Craiului und M-tele Codlei den charakteristischen, ammonitenreichen Neokommergel. Diese Mergel sind von Brașov (Valea Dracului, Tâmpa) schon seit langher bekannt. QUENSTEDT (33) schon bestimmte aus Aufsammlungen MESCHENDÖRFERS 18 Arten von hier. Nachher befassten sich noch HAUER (4), KOCH (30), TOULA (56), PODEK (40) mit diesen Vorkommen. Ich konnte dann ausser einer reichen Fauna von Belemniten und Ammoniten zahlreiche Lamellibranchiaten, Gastropoden, Brachiopoden, Echinodermen, ferner zahlreiche Foraminiferen, etc. nachweisen (10, 12, 25). Der graue Mergel enthält gewöhnlich auch feines sandiges Material, manchmal viel Glaukonit und verkohlte Pflanzenreste.

Die Fauna des Valanginien wird im Mergel durch folgende Formen vertreten: zahlreiche *Aptychus didayi* (eine ausgesprochene Valanginienform), *Hoplites asperimus* und durch die grosse Häufigkeit des *Lissoceras grasianum*, das seine Hauptentfaltung im Valanginien erreicht und im unteren Hauterivien ausstirbt. Ebenso gehört die Fauna des Knollenkalkes aus dem Valea Dracului ins Valanginien, wie *Belemnites orbignyanus*, die Häufigkeit von *Lissoceras grasianum* und *Astieria psilostoma* beweisen. *Astieria klaatschi* wurde allerdings bisher nur aus dem unteren Hauterivien erwähnt.

Die Fauna des Hauterivien ist im Mergel sehr reich vertreten.

Die Fauna des Barremien ist abgesehen von den zahlreichen Formen, die dem Hauterivien und Barremien gemeinsam sind, vertreten vor allem durch: *Costidiscus rectecostatus*, der im Barrem beginnt und ins Apt aufsteigt, und durch *Hamulina paxillosa*.

Für das Aptien ist die im Mergel des Valea Dracului verhältnismässig häufig auftretende *Oppelia nisus* charakteristisch. MACOVEI und ATANASIU (32) vermuten jedoch, dass *Oppelia nisus*, die in Frankreich auf das mittlere Aptien beschränkt ist, in Deutschland aber schon im unteren Apt auftritt, bei Bra-

Institutul Geologic al României

șov schon im Barrem aufgetreten sei, ähnlich wie das von SIMIONESCU (51) für *Acanthoceras albrechtiaustriae* aus dem Mergel der Dâmbovicioara angenommen wurde. Abgesehen von *Oppelia nisus* fehlen andere palaeontologische Anhaltspunkte für das Apt im Neokommergel von Brașov.

Im Mergel sind somit sicher vertreten oberes (eventuell auch mittleres) Valanginien, Hauterivien und Barremien, vielleicht noch unteres Apt.

Eine stratigraphische Gliederung dieses Mergels ist im Terrain nicht durchführbar, da alle Vorkommen tektonisch sehr stark gestört sind. Es handelt sich in den meisten Fällen um kleine Linsen dieses versteinerungsreichen Mergels, die an Verwerfungen, Flexuren ausgequetscht sind. Seine Mächtigkeit ist daher stets stark reduziert. Ausserdem sind die Aufschlussverhältnisse dieser stets kleinen Vorkommen für gewöhnlich sehr schlecht, da es sich um weiches, leicht verwitterendes Material handelt. Daher ist, obwohl die Fauna Formen aus dem Valanginien bis wenigstens inclusive Barremien enthält, eine Horizontierung der Mergel im Gelände nicht möglich.

In grösserer Ausdehnung und tektonisch weniger stark gestört finden wir diese Neokommergel in der Dâmbovicioara. Die aus dem Mergel der Dâmbovicioara bekannt gewordene Fauna entspricht dem Hauterivien und Barremien. Ob aber diese ganze Fauna nicht ausschliesslich nur aus dem mittleren Schichtkomplex des Mergels stammt und aus dem basalen Komplex vorläufig bloss keine Fauna vorliegt, wie ich vermute, bleibt noch zu untersuchen. Ich sah auch hier Schichten ähnlicher eisenreicher Knollenkalke wie die des Valanginiens aus dem Valea Draculuí.

Im Sedimentationsraum der mesozoischen Schichtenserie von Brașov haben wir somit kontinuierliche Sedimentation vom unteren Lias bis ins Barremien. Lokale Verschiedenheiten in der Fazies und Verschiebungen der littoralen Zone haben wir vor allem zur Zeit des Lias und Dogger. Von den Callovien-Oxfordjaspisschichten angefangen bis inclusive der Neokommergel aber waren die Sedimentationsbedingungen im ganzen Sedimentationsraum innerhalb der gleichen Horizonte einheitlich. Sowohl der Horizont der Radiolarite, als auch der des Tithonkalkes und der Neokommergel sind im ganzen Gebiet überall gleich ausgebildet. In diesem Zeitabschnitt erreicht das Meer hier auch seine grösste relative Tiefe.

MITTLERE KREIDE

Über dem Neokommergel folgen ohne jeden Übergang die Bucegikonglomerate, die einen scharfen Wechsel in den Sedimentationsbedingungen anzeigen. Die Ablagerung dieser mächtigen, groben Konglomerate nach einer

Institutul Geologic al României

lange andauernden, ruhigen Sedimentation eines offenen, weiten Meeres muss im Zusammenhang stehen mit grossen tektonischen Bewegungen, die vor der Ablagerung der Konglomerate oder gleichzeitig mit dieser vor sich gingen.

Das Bucegikonglomerat gehört aber, wie weiter unten nachgewiesen wird, nicht an die Basis der transgredierenden Oberkreide, wie UHLIG (58. p. 203-4) seinerzeit annahm, sondern ist älter und bildet als Regressionsbildung im Zusammenhang mit dem Einsetzen der mesokretazischen Faltungen den Abschluss der Lias-Unterkreide Sedimentationsperiode. Diese Deutung der Bucegikonglomerate als Regressionsbildung steht auch viel besser im Einklang mit dem grossen, allgemeinen Geschehen. Wenn wir in der Synthese der Kreideformation Rumäniens von MACOVEI und ATANASIU die palaeogeographischen Karten einerseits für das Barreme, andererseits für das Aptien vergleichen, ergibt sich eine deutliche, weite Gebiete umfassende Regression, die im Apt einsetzte und während des Albien noch weit grössere Ausmasse annahm. (32.)

Die mesokretazischen tektonischen Bewegungen, auf die diese Regression zurückzuführen ist, führten letzten Endes zu den grossen schuppenförmigen Überschiebungen, die wir im Piatra Mare, Cristian Mare und Bucegi feststellen können. Die jüngsten in diese Schuppenstruktur einbezogenen Bildungen sind die Bucegikonglomerate, die synchron sein müssen mit der einleitenden Periode der mesokretazischen Tektonik. Da die Konglomerate in die Schuppenstruktur mit einbezogen sind, muss diese tektonische Bewegung auch nach Ablagerung der Konglomerate angedauert haben, ja sogar nach Ablagerung der Konglomerate erst ihren grössten Ausschlag durch die Überschiebung der Schuppen erreicht haben. Mit beginnendem Cenoman (Vraconien) sind diese Bewegungen aber hier abgeschlossen. Die grosse, seichte oberkretazische Synklinale, die sich zwischen Piatră Mare und Cristian Mare einerseits und Bucegi, Piatra Craiului andererseits über diese alte Schuppenstruktur legt, beginnt mit untercenomanem Sandstein. Diese cenoman-senonen Ablagerungen sind nirgends in die Schuppenstruktur einbezogen, sie liegen überall flach transgressiv über der alten Tektonik, über den verschiedenen älteren mesozoischen Bildungen, sowie im Norden zwischen Zărnești und Vulcan über Kristallin. Der Zeitabschnitt zwischen der Ablagerung der Bucegikonglomerate und der des cenomanen Sandsteines fixiert somit zeitlich den Schlussakt und grössten Ausschlag der mesokretazischen Bewegung. Die Schuppenbildung im Gebirge von Brașov kann somit spätestens um Ende des Albiens ihren Abschluss gefunden haben. Die Bucegikonglomerate aber sind älter und können nur ins Albien und ins Aptien verlegt werden. Wenn wir aber das Vorkommen zahlreicher Exemplare von *Oppelia nisus* in den Neokommergeln von Brașov und das Vorkommen von *Acanthoceras albrechtiaustriae* in den Mergeln der Dâmbovi-

Institutul Geologic al României

cioara in Betracht ziehen, können wir die Möglichkeit, dass auch noch das untere Apt in den Mergeln vertreten ist, nicht ausschliessen. Die untere Grenze der Bucegikonglomerate wäre in diesem Falle an den Beginn des oberen Apt zu verlegen.

OBERE KREIDE

Bei Vulcan im Norden beginnend zieht sich eine breite, flachgelagerte Synklinale überwiegend oberkretazischer und zum Teil auch eozäner Ablagerungen nach Süden über das Gebiet Zărnești-Tohan, weiter nach SO zwischen Bucegi und Cristian Mare durchstreichend bis ins obere Tömöschtal auf den SW-Hang des Piatră Mare. Die Ablagerungen dieser Synklinale liegen transgressiv über der alten mesokretazischen Tektonik.

In den oberkretazischen Bildungen dieser Synklinale können wir einen unteren Sandsteinhorizont, einen mittleren Mergelhorizont und einen oberen Sandstein- und Kalksteinhorizont unterscheiden.

Der untere Sandsteinhorizont. Der Sandstein des unteren Horizontes ist dickgebankt. Es wechsellageren mürbe, zerreibliche Sandsteinbänke mit schwerer verwitterenden, fester zementierten Schichten. In den natürlichen Aufschlüssen überwiegen die fester zementierten Schichten, die mürben, zerreiblichen Lagen sind tiefgründig verwittert. In frischem Bruch ist dieser Sandstein grau, in angewittertem Zustande braun. Er ist grob- bis feinkörnig, tonig. Konglomeratische Zwischenlagen sind gegen die Basis zu häufig.

In dem Gebiet Vulcan-Zărnești-Tohan transgrediert dieser untere Sandsteinhorizont über Kristallin. Er beginnt bei Zărnești über dem Kristallin mit mürben Sandsteinen mit Geröllen bis zu Haselnussgrösse, mit zwischengelagerten, dünnplattigen Sandsteinen und vereinzelten groben Konglomeratlagen von 1-2 m Dicke. Auf dem Südhang des Dl. Negru bei Zărnești sind auch zwei etwas stärkere Konglomeratzwischenlagen von 3—4 m Dicke aufgeschlossen. Dem mürben Sandstein sind stellenweise härtere Sandsteinbänke zwischengelagert, die zum Teil Fossilreste enthalten, die aber leider kaum bestimmbar sind: Bruchstücke von *Ostreen*, *Cidarisstacheln* etc. Diese kalkigen, härteren Sandsteinbänke lösen sich oft in lagenweise angeordnete grosse Sandsteinkonkretionen auf. Gegen das Hangende zu schalten sich häufiger Mergellagen ein. Der Komplex geht nach oben allmählich in die oberkretazischen Mergel mit *Inoceramen* über. Die ganze Schichtserie des Zărnești-Tohaner Kreidegebietes gehört somit in den oberen Kreidekomplex, ins Cenoman-Senon. HERBICHS Altersbestimmung der Bucegikonglomerate als mittelkretazisch auf Grund der Vorkommen von Zărnești beruht daher auf einem Irrtum, da diese Bildungen jünger sind und nicht mit dem Bucegikonglomerat parallelisiert werden können. Nach HERBICH soll dieser Komplex bei Zărnești-Tohan eine Mächtigkeit von 7500 m haben. Tatsächlich

Institutul Geologic al României

erreicht dieser Komplex hier aber eine Mächtigkeit von kaum über 1000 m. Die Mächtigkeit des unteren Sandsteinkomplexes dürfte 400—500 m nicht übersteigen, die der Mergel 250—300 m und die des oberen Sandsteinkomplexes aber 150—200 m.

Die gleichen Verhältnisse finden wir im Norden der Synklinale, bei Vulcan, wo der Sandstein gegen Osten, im Gebiet des Vulcanițatales zum Teil härter, kalkreicher wird, gegen den Westrand der Synklinale zu aber vollkommen dem mürben Sandstein von Zărnești mit den schwachen Konglomeratzwischenlagen entspricht. Bei Vulcan scheint der liegende Sandsteinhorizont grössere Mächtigkeit zu erreichen.

Im weiten Gebiet von Râșnov transgrediert der dickbankige mürbe Sandstein mit untergeordneten konglomeratischen Zwischenlagen über die verschiedenen älteren mesozoischen Bildungen, inklusive Bucegikonglomerat, und maskiert die ältere Tektonik. Stellenweise enthält dieser Sandstein auch hier härtere, grosse Sandsteinkonkretionen.

Weiter im Südosten im Gebiet zwischen Cristian Mare und Bucegi, bis ins obere Tömöschtal auf dem SW-Hang des Piatra Mare finden wir als basalen Komplex dieser Synklinale teils über Tithonkalk, teils über Bucegikonglomerat sowie über Unterkreide-Flysch diesen grauen, braun verwitterenden, mürben Sandstein in dicken Bänken, mit härteren Zwischenlagen, Konkretionen mit kalkigerem Zement. Auf den Schichtflächen sind häufig verkohlte Pflanzenreste. Dieser Sandstein ist in grosser Mächtigkeit entwickelt. Konglomeratische Zwischenlagen mit überwiegend Quarzgerölle und Gerölle Kristallinen Schiefers treten besonders gegen das Liegende zu auf.

Auf dem Obertömösch neben der Bahnlinie ist dieser mürbe, graue, glimmerreiche, dickbankige Sandstein mit dünnen Mergelzwischenlagen gut aufgeschlossen.

Dieser mächtige Sandsteinkomplex ist zweifellos jünger als das Bucegikonglomerat und geht nach oben in die Turon-Senonmergel über. Zwischen dem Sandsteinkomplex und dem Mergel ist keine Schichtlücke vorhanden. Der Übergang ist ein so allmählicher, dass es in manchen Aufschlüssen Schwierigkeiten bereitet, zu entscheiden, ob die sandigen Mergel noch zum liegenden Sandsteinkomplex oder bereits zum hangenden Mergelkomplex zu rechnen sind.

Ich hatte diese unteren Sandsteine schon früher mit dem Sandstein aus der Dâmbovicioara parallelisiert (10), aus dem Popovici-Hațeg (42) und Simionescu (47) die bekannte untercenomane Fauna beschrieben haben. Während in der Dâmbovicioara aber scheinbar nur noch der basale Teil dieses Komplexes erhalten ist, geht er in der oberkretazischen Synklinale zwischen dem Bucegi und Cristian Mare in seinem oberen Teil ganz allmählich in die Turon-Senonmergel über.

Institutul Geologic al României

Aus einem grauen, feinkörnigen, glimmerigen Sandstein, der angeblich aus dem Valea Draculuí bei Brașov stammen sollte, veröffentlichte TOULA (56) nach Bestimmungen von UHLIG eine untercenomane Fauna und zwar: *Puzozia* sp. aff. *planulata*, *Acanthoceras naviculare* und *Acanthoceras mantelli*. Ich hatte schon im Jahre 1915 (12) Zweifel darüber ausgesprochen, dass diese cenomane Fauna aus dem Valea Dracului stamme. Das Material hatte Prof. LEXEN aus den Sammlungen des Honterusgymnasiums in Brașov an TOULA zur Bestimmung geschickt. Durch das Entgegenkommen des Herrn Prof. H. WACHNER wurde es mir nun möglich, dies Material in den Sammlungen des Honterusgymnasiums wieder zu finden. Wir konnten feststellen, dass bei keinem dieser cenomanen Stücke irgend ein Fundort angegeben ist. Wer die Stücke gesammelt hat, ist nicht mehr feststellbar, der Fundort ebensowenig. Dass dies Material aber nicht aus dem Valea Dracului stammt, ist ganz sicher. Dieser graue, glimmerige, tonige Sandstein kommt im Valea Dracului nicht vor. Auf Grund der Gesteinsbeschaffenheit zu urteilen kann dies Material aber nur aus dem Sandstein des Liegendkomplexes der oberkretazischen Mergel stammen, wahrscheinlich aus der Gegend zwischen Râșnov und dem Tömöschtal. Das Valea Dracului bei Brașov muss als Fundort dieser Fauna aus der Literatur jedenfalls gestrichen werden.

In dem mächtigen basalen Sandsteinkomplex ist das ganze Cenoman, inklusive Vraconien enthalten.

Der Mergelhorizont. Der Mergelhorizont besteht überwiegend aus hellgrauen, sandigen Mergeln mit mürben, glimmerreichen, dünnen Sandsteinzwischenlagen. Den grauen Mergeln zwischengelagert finden wir stellenweise intensiv rote Mergel mit grünen Punkten, vollkommen übereinstimmend mit dem roten Mergel von Comarnic.

Fauna kennen wir bei Tohan bisnoch nur aus dem oberen Abschnitt der Mergel, der dem Campanien (oberen Senon) entspricht *(Belemnitella mucronata)*. Die gleichen Mergel bei Ormeniș enthalten dagegen eine reiche, von SIMIONESCU bearbeitete Fauna des Turon und Senon. Da bei Tohan der mächtige basale Komplex dieser Mergel sowie auch der Übergangshorizont gegen den unteren Sandstein bisnoch keine Fauna geliefert haben, kann wohl mit Sicherheit angenommen werden, dass diese dem unteren Senon und Turon entsprechen.

Bei Zărnești folgen im Hangenden des Sandsteines erst wechsellagerend Sandstein und grauer Mergel, darüber dann graue Mergel. Auf dem Weg, der zum Dl. Braniscei über Kote 870 hinaufführt, ist dieser Übergangshorizont vom Sandstein zum Mergel schön aufgeschlossen.

Westlich von Tohan, im Brebina Mare Tal folgen im Hangenden des mürben Sandsteines mit Konkretionen (unterer Sandsteinhorizont) im Bachbett südlich des Vf. Costei rote und graue Mergel, in deren Fortsetzung nach

Institutul Geologic al României

Norden, auf dem Hang der Coasta Mare grauer, dünnplattiger Sandstein mit grauen und roten Mergelzwischenlagen ansteht. Auf den Schichtflächen dieses Sandsteines sind häufig hieroglyphenartige Bildungen. Diese Sandsteine enthalten auch zahlreiche *Rosalina linnei*. Derselbe Horizont, grauer Senonmergel wechsellagerend mit dünnplattigem, braun verwitterendem Sandstein mit hieroglyphenartigen Bildungen auf den Schichtflächen lässt sich weiter nach Norden verfolgen, ins erste linke Seitental der Brebina Mare.

Infolge einer lokalen tektonischen Störung wiederholt sich von hier nach Osten die Schichtenserie nochmals. Der untere Horizont besteht aus ca 150 m mächtigen lockeren Konglomeraten mit einzelnen festeren Bänken und Sandsteinzwischenlagen. Diese lokal begrenzten Konglomeratschichten setzen die SO-Lehne des Vf. Costii und der Coasta Mare zusammen. Nach Osten folgt über dem Konglomerat dünnplattiger, grauer, braun verwitterender, mürber Sandstein wechsellagerend mit grauen Mergelzwischenlagen. Nach diesem Übergangshorizont folgt nach Osten zu ein mächtiger Komplex grauer Mergel, aus deren oberem Abschnitt schon HERBICH *Belemnitella mucronata* erwähnte. Ich fand in seinem oberen Teil ebenfalls eine *Belemnitella*, die zwischen der *Belemnitella mucronata* und der *B. höferi* steht, in dem Merkmal, auf das SCHLOENBACH aber das Hauptgewicht legte, zu *B. höferi* gehört, ausserdem zahlreiche schlecht erhaltene *Inoceramen* und eine reiche Foraminiferenfauna.

Gegen das Hangende zu beginnen im Mergelkomplex wieder dünne Sandsteinzwischenlagen.

Der Mergel ist südlich zwischen Tohan und Bran, im Gebiet des Dl. Muscelului, in zahlreichen Vorkommen aufgeschlossen. Es sind hier stets die grauen, sandigen Mergel mit reicher, charakteristischer Foraminiferenfauna, zum Teil mit Zwischenlagen mürben Sandsteines.

In dem Gebiet südlich von Râşnov finden wir in der Übergangszone zwischen dem unteren Sandsteinkomplex und dem Mergel wechsellagerend grobkörnigen Sandstein mit Mergel. In dünnen Zwischenlagen finden wir hier auch sehr glaukonitreichen Sandstein, sowie dünnplattigen Kalkstein. Der Mergel selber ist am rechten Ufer der vereinigten Weidenbäche an der Basis dünnschieferig und buntfarbig. Rotbraune und violette Schichten in einer Dicke von ungefähr 1 cm wechsellageren mit ebenso dünnen grauen bis grünlichgrauen Schichten. Darüber liegt grauer, sandiger Mergel, dickgebankt. Von hier nach Osten auf dem rechten Hang des Kleinen Weidenbaches, ferner weiter südlich, das Runculmassiv an der Basis im Norden, Westen und Süden umfassend, tief ins Malajeşter Tal unter das Bucegimassiv eingreifend, ferner auf dem Nordhang des Velican unter das Bucegikonglomerat einfallend finden wir überall den Mergel in grosser Ausdehnung.

Im Grossen Weidenbachtal auf dem Abhang des Runcul ist der Mergel im Liegenden rot mit grünen Flecken und grau-grünen Zwischenlagen, im

Institutul Geologic al României

Hangenden ist er grau, sandig mit dünnplattigen, glimmerigen Sandsteinzwischenlagen, auf den Schichtflächen oft mit feinzerteilten Pflanzenresten. Der Mergel reicht auf dem rechten Hang des Grossen Weidenbachtales, durch die Kanalarbeiten des Elektrizitätswerkes von Râșnov auf grosse Erstreckung schön aufgeschlossen, bis in eine Höhe von ca 820 m. In der Nähe der überschobenen Konglomeratmasse des Rung ist der Mergel steil aufgestellt, chaotisch gefaltet, von zahlreichen Rutschflächen, Harnischen durchsetzt, während er weiter weg von der Überschiebungslinie im Norden vollkommen ruhig, flach liegt.

Im Malajeșter Tal sind neben dem Bach zahlreiche Aufschlüsse im Mergel. Es sind hier graubraune Mergel mit roten Einlagerungen, sowie graue Mergel und Sandsteine. Der ganze Komplex ist stark gepresst und zerfaltet und erinnert sehr an die Rutschschiefer im Tunnel Teliu. Die Mergel zerfallen oft in zahllose, kleine, von glänzenden, glatten Rutschflächen umgebene Einzelteile. Die festeren dünnen (ca 5 cm), grauen Bänke sind sandig, glimmerig. Dieser Komplex reicht im Tal neben dem Bach bis in eine Höhe von 1080 m.

Auf dem Nordhang des Velican ist der hellgraue Mergel mit roten Einlagerungen ebenfalls in grosser Mächtigkeit aufgeschlossen. Er fällt konstant steil unter das Bucegikonglomerat ein.

Im östlichen Teil dieser grossen Oberkreide-Synklinale liegt in deren axialem Gebiet ein schmaler langgestreckter Streifen Turon-Senonmergels über dem Sandsteinkomplex. Es ist hier ein dünnplattiger, grauer, toniger Sandstein mit mergeligen Zwischenlagen mit *Inoceramen*, *Ammoniten* etc.

Der obere Sandstein- und Kalkkomplex. Die Mergel gehen nach oben in Wechsellagerung mit Sandsteinen und kleinkörnigen Konglomeraten über, die *Orbitoiden*, *Cidarisstacheln*, *Hippuriten* etc., führen, und werden schliesslich von kalkigen Sandsteinen und konglomeratischen Kalken mit *Orbitoiden* überlagert. Dieser kalkige Komplex bildet das oberste Glied der oberkretazischen Serie. Dieser Komplex liegt in grosser Ausdehnung auf den Hängen NÖ-lich von Tohanul Vechiu über dem Mergel flach gegen die Ebene nach SO einfallend.

Bei Tohanul Vechiu besteht der oberste Komplex aus kalkigem Sandstein, der zum Teil kleinkörnig konglomeratisch wird, zum Teil in fast reinen Kalk mit wenig kleinkörnigen Gemengteilen Kristalliner Schiefer und Quarz übergeht. Zwischengelagert finden sich häufig weisse kalkige Mergel. Diese Bildungen enthalten sehr zahlreich *Orbitoiden*, *Hippuriten*, ausserdem *Ostreen*, *Brachiopoden*, *Echinodermen*, *Korallen*, *Spongien* etc. Dieser obere Komplex entspricht dem Maastrichtien.

Weiter westlich von hier auf dem Südhang der Pojana Vasilichii liegen über dem Mergel grosse Blöcke eines groben Konglomerates, in denen Gerölle von oberkretazischem Mergel mit einem Durchmesser bis zu 15 cm einge-

Institutul Geologic al României

schlossen sind. Weiter im NW, an dem äussersten Rand der Synklinale, auf der rechten Seite des Valea Vulcanului liegt nördlich der Kote 724 ebenfalls grobes Konglomerat mit Geröllen oberkretazischen Mergels. Es handelt sich hier wohl um Erosionsrelikte dieses obersten Horizontes in konglomeratischer Ausbildung.

Andere sicher diesem obersten Komplex angehörenden Vorkommen konnte ich sonst in dem ganzen Gebiet keine finden. Aufgearbeitet finden wir aber den konglomeratischen Kalk mit zahlreichen *Orbitoiden* in grosser Menge als Gerölle in dem mächtigen pliozänen Schotter zwischen Predeal und Timişul de Sus.

Bucegi. Vom Bucegiplateau gegen das Jalomiţatal abfallend liegt über dem Bucegikonglomerat ein mächtiger Komplex dünnplattiger Sandsteine und sandiger Mergel. Über diesem sandig-schieferigen Komplex folgt eine Konglomeratlage.

In einer Sandsteinlage dieses Komplexes im Valea Dorului fand ich ein Bruchstück eines Abdruckes von *Kossmaticeras theobaldianus* Stol. Diese Form ist wie alle Kossmaticeraten für Senon charakteristisch. Demnach gehört dieser ganze Komplex aus dem Hangenden des Bucegikonglomerates auf dem Hang zwischen dem Valea Jalomiţa und dem Păduchiosu, Vf. cu Dor, Piatra Arsă ins Senon.

Ausserdem gehören hieher die mürben Sandsteine und Konglomerate aus dem Gebiet zwischen Bran, Moeciu, Şirnea.

Bucht von Vlădeni. Eine weitere, flache Synklinale oberkretazischer Ablagerungen bildet die Bucht von Vlădeni. Hier beginnen die Ablagerungen der Synklinale sowohl am Südrand als auch am Nordrand der Bucht mit den grauen sandigen Mergeln der oberen Kreide und mürben Sandsteinzwischenlagen. Auch konglomeratische Kalke mit *Orbitoiden* sind in geringer Ausdehnung am Südrand der Bucht vorhanden. Im Hangenden tritt eozäner, teils kleinkonglomeratischer Sandstein mit Mergelzwischenlagen auf.

* * *

Die transgredierende Oberkreide besteht somit überwiegend aus Sandsteinen mit untergeordneten Konglomeratzwischenlagen, die grössere Ausdehnung vor allem am südlichen Beckenrand im Gebiet von Bran erreichen. In einzelnen Gebieten transgrediert Untercenoman (Synklinale von Vulcan-Zărneşti-Râşnov), in anderen Gebieten transgrediert erst das Senon (Bucegi, Bucht von Vlădeni). Wir erkennen hier ein ganz allmähliches Vordringen des Meeres während der Oberkreide.

Institutul Geologic al României

TERTIÄR

EOZÄN

Im Gebiet des Runcul wird die Hauptmasse des ganzen Massivs im Hangenden des Turon-Senonmergels aus einem mächtigen Komplex mürben Sandsteines gebildet. Über dem Mergel folgt hier grauer, verwittert brauner, glimmerreicher, quarziger, dickbankiger Sandstein mit schieferigen Zwischenlagen, sowie zwischengelagerten, härteren Sandsteinbänken. Diesem Sandsteinkomplex ist im basalen Teil, ca 100 m über dem Oberkreide-Mergel, dickbankiges Konglomerat zwischengelagert. Dies Konglomerat besteht fast ausschliesslich aus Quarz und Glimmerschiefergerölle. Im nördlichen Teil des Runculgebietes (Nobeler Grund) erreicht dies Konglomerat grössere Mächtigkeit (50—60 m), sonst ist es stellenweise auch nur 10—20 m mächtig. Dieser Konglomerathorizont kann konstant im Norden, Westen und Süden um das Runculmassiv verfolgt werden. Über dem Konglomerat folgt wieder teils dickgebankter, teils plattiger, sehr glimmerreicher, mürber Sandstein in grosser Mächtigkeit.

Dieser Sandsteinkomplex ähnelt vielfach ganz ausserordentlich dem weit ausgedehnten, mächtigen Sandsteinkomplex aus dem Liegenden des Turon-Senonmergels. Wenn die stratigraphische Lage nicht so klar wäre, könnten beide leicht verwechselt werden. Der obere Komplex verwittert im Allgemeinen wohl leichter, doch finden sich auch im unteren Komplex vielfach ausgedehnte Lagen, die sehr mürbe und locker sind, wie zum Beispiel der Komplex in Timișul de Sus neben der Bahnlinie zwischen der Station und der Gemeinde.

Dieser obere Sandstein liegt in breiter Synklinale über dem Senonmergel. Eine Mächtigkeitsberechnung dieses Komplexes ergibt die ausserordentliche Mächtigkeit von über 1500 m. Diese grosse Mächtigkeit könnte eventuell zum Teil auf eine Stauung infolge der Überschiebung der Bucegikonglomerat- und neokomen Flyschmasse des Rung über diese Schichten zurückgeführt werden, obwohl die Lagerung dieses Sandsteinkomplexes im Allgemeinen ruhig ist. Trotz dieser Möglichkeit einer tektonischen Stauung bleibt eine auffallend grosse Mächtigkeit dieses Sandsteines bestehen.

Bei der Bestimmung des Alters dieses Komplexes ergeben sich gewisse Schwierigkeiten. Versteinerungen konnte ich keine darin finden. Es könnte daran gedacht werden, diesen Sandsteinkomplex mit dem kalkigen Sandstein und konglomeratischen Kalk von Tohanul Vechiu aus dem Hangenden des Senonmergels zu parallelisieren und ihn auch noch ins Senon zu stellen. Dagegen spricht aber die grosse Mächtigkeit dieses Sandsteines im Runculgebiet. Es ist möglich, dass der basale Teil dieses Sandsteines noch ins Senon gehört, dass die Grenze gegen das Eozän vielleicht durch den Konglomerathorizont angedeutet wird. Sichere Anhaltspunkte zu einer Entscheidung

Institutul Geologic al României

dieser Frage fehlen. Ich habe daher diesen ganzen Komplex auf der Karte vorläufig als Eozän angegeben.

Im Gebiet des Dl. Muscelului zwischen Tohanul Vechiu und Tohanul Nou finden wir im Hangenden des Senonmergels ebenfalls einen mürben, grauen, glimmerreichen Sandstein teils mit zwischengelagerten härteren, kalkreicheren Bänken, teils mit grossen, gerundeten, kalkreichen Konkretionen. Versteinerungsspuren sind selten und die wenigen, die ich bis noch darin sah, Muschelbruchstücke, Cidarisstacheln etc., sind unbestimmbar. Über diesem Komplex aber auf den Hängen Tohanul Nou zu tritt in grosser Ausdehnung ein kalkreicher Sandstein und ein kleinkörniger, konglomeratischer Kalk auf, der erfüllt ist mit grossen Nummuliten, Operculinen und zahlreichen anderen Fossilien (26). Dieser konglomeratische Kalk gehört sicher ins mittlere Eozän (Lutetien).

Eozäne Sandsteine, kleinkörnige Konglomerate haben wir noch entlang des Turcubaches nördlich von Bran im Bachbett aufgeschlossen, ebenso im Bachbett des Portatales auf geringe Erstreckung.

Zu erwähnen ist noch das Eozän in der Bucht von Vlădeni. Es sind dickbankige Sandsteine und kleinkörnige Konglomerate mit Mergelzwischenlagen im Hangenden der Senonmergel. In den kleinkörnigen Konglomeraten finden sich zahllose kleine Nummuliten.

MEDITERRAN

Während im Becken von Vlădeni-Perşani über dem Eozän in grosser Ausdehnung Oligozän und Burdigal ausgebildet sind, finden wir von diesen im Becken von Braşov keine Spur mehr.

Dagegen sind im Gebiet von Sohodol, nördlich von Bran an mehreren Vorkommen obermediterrane Bildungen, Tone, Sande und Dazittuffe aufgeschlossen. Ob wir es hier mit Helvet oder Torton zu tun haben, ist auf Grund der reichen Foraminiferenfauna (26) aus den Tonen dieses Komplexes nicht zu entscheiden. Eine andere Fauna aber als Foraminiferen konnte ich hier nicht finden. Ausserdem finden wir südlich von Bran im Valea Rece, in der Nähe der Locälität Bălăbanu in einer Höhe von 950 m mediterrane Mergel mit Bentoniten über cenomanem Sandstein.

DAZ-LEVANTIN

Sarmat, Mäot, Pont fehlen. Daz ist in diesem südlichen Teil des Beckens auch nur in einzelnen Tälern im Gebiet von Sohodol etwas aufgeschlossen, wo früher auch einzelne Schürfungen auf Lignit waren. Ausserdem wurden hier vor Jahren drei Bohrungen auf Lignit bis auf 100 m Tiefe durchgeführt und eine Wechsellagerung von Sanden, Tonen, kohligen Schiefern fest-

Institutul Geologic al României

gestellt. Ob diese Schichten ins Daz gehören oder schon ins Levantin, ist kaum zu entscheiden. An den Rändern des südlichen Beckenteiles fehlen sonst überall Aufschlüsse. Die jungpliozänen Bildungen liegen tief unter mächtigen pleistozänen Schuttkegeln. (24., 28.)

Dagegen haben wir oben auf den das Becken begrenzenden Bergen, auf plateauförmigen Einebnungen oft mächtige Ablagerungen kleinkörniger Quarzschotter in lehmigem Sand: so in weiter Ausdehnung über dem Senon bei Tohanul Vechiu, über dem Eozän des Dl. Muscelului, über der Trias von Cristian, auf dem Plateau der Pojana über Bucegikonglomerat. Diese Quarzschotter sind wohl levantinen Alters. Sie entsprechen den ähnlichen Quarzschottern im nördlichen Beckenteil.

Nördlich von Tohanul Vechiu sind die flachen Rücken um den Părâul lui Marton von fast ausschliesslich Kristallinen, überwiegend Quarzschottern bedeckt, die grosse Mächtigkeit erreichen (bis 60—70 m). Diese Schotter sind denen der Pojana sehr ähnlich. Die gleichen Schotter finden sich auch in der Bucht von Vlădeni über dem dortigen Daz. Bei Tohan wird ferner die Kuppe des Vf. Costii von diesen überwiegend quarzigen Schottern bedeckt. Ebenso liegt auf dem Weg östlich der Pojana Vasilichii hoch hinauf grober Schotter (Kristalliner Schotter, überwiegend Quarz).

Pliozän im Vlădeţtal. In Timişul de Sus wird durch den Bach ein grünlicher und roter, sandiger Ton aufgeschlossen, der den Eindruck einer ganz jungen Bildung macht. Hie und da finden sich schlecht erhaltene Reste kontinentaler Gasteropoden (Helixformen etc.) in diesem Ton. Häufig sind kleinkörnige konglomeratische Zwischenlagen, im Bachbett etwas oberhalb der Abzweigung zum Sägewerk Manole auch grobkörnige konglomeratische Linsen. Bachauf häufen sich die schotterigen Zwischenlagen. Rotbraune Lagen wechseln mit grünlich-bläulich grauen. Das Material der Schotter besteht überwiegend aus Quarz, Glimmerschiefer, etwas hellen Kalken, neokomem Flysch. Nach Osten greift dies grüne, sandig-tonige Vlădeţsediment mit grobkonglomeratischen Zwischenlagen nur bis in den unteren Teil des Timişul Sec vor.

Schön aufgeschlossen ist der Ton mit intensiver blaugrüner Färbung und kleinkörnigen Schotterzwischenlagen weiter talauf im Vlădeţtal. Es erreicht hier eine bedeutende Mächtigkeit. Im Vlădeţ folgt im Hangenden der Tonbildung eine Schotterablagerung überwiegend aus kopfgrossen Geröllen (doch kommen auch bis ½ m³ grosse vor) bestehend, mit sehr wenig Bindemittel. Am häufigsten sind Gerölle eines kleinkörnig konglomeratischen Kalkes mit Orbitoiden, seltener sind Cidarisstacheln, Dieser Kalk entspricht dem obersten Kreidehorizont von Tohan, dem Maastrichtien. Diese Schotterablagerung erreicht hier eine grosse Mächtigkeit und Ausdehnung. Sie bildet die Höhen, die das Vlădeţtal im NW begrenzen.

Institutul Geologic al României

Die gleiche Schichtfolge finden wir dann schön aufgeschlossen auch in den Tälern, die von den Höhen westlich des Vlădeț nach Westen gegen die Zuflüsse des kleinen Weidenbaches abfallen, so besonders in dem Tal, das von Kote 1130 m gegen den Schotterbach zu abfällt und in dem Tal, das von Kote 1081 gegen den Oedweg abfällt. Im Liegenden dieser mächtigen Schotterablagerung sind auch hier die charakteristischen blaugrünen Tone aufgeschlossen, aber in geringerer Mächtigkeit als im Vlădeț tal. Dagegen finden sich vor allem in dem Tal, das von der Kote 1081 nach Norden abfällt, und in seinem rechten Seitental schön aufgeschlossen, dem grünlich-grauen Ton zwischengelagert feste konglomeratisch-schotterige Bänke. Gegen das Liegende zu überwiegen hier die Konglomerate mit nur schwachen Tonzwischenlagen. Die Konglomerate könnten hier fast mit Bucegikonglomerat verwechselt werden.

Diese Tone und Schotter, die eine tiefe ehemalige Mulde ausfüllen, sind jedenfalls Erosionsrelikte der littoralen Schuttanhäufungen des jungpliozänen Seebeckens von Brașov.

PLEISTOZÄN

Es würde zu weit führen, wenn ich hier im Detail über die pleistozänen Bildungen sprechen wollte, über die Gletscherspuren im Bucegigebiet mit den verschiedenen End- und Seitenmoränen, die besonders schön im Malajeșter Tal, im Valea Cerbului, im Jalomița Tal und im Gauratal erhalten sind, oder über die pleistozänen, ausgedehnten Terrassen und die grossen Schuttkegel vor allem am Südrand des Beckens. Nicht unterlassen kann ich es aber, auf die mächtigen Schutthalden hinzuweisen, die die Hänge des Gebirges ringsum bedecken, vor allem unter den Steilhängen des Bucegikonglomerates und des Tithonkalkes. So ist der ganze N und NO Hang des Bucegi gegen das Weidenbachtal und das Valea Cerbului unterhalb des Steilabsturzes des Bucegikonglomerates von dessen Schutt vollkommen überdeckt. Nur in einzelnen tief eingeschnittenen Tälern sind schmale Streifen der tiefer liegenden Bildungen aufgeschlossen. So verdeckt den Westhang des Bucegi unterhalb der Tithonkalkwand der Schutt des Tithonkalkes und nur an wenigen Stellen sind im Liegenden des Kalkes die Doggerschichten aufgeschlossen. Das gleiche Bild bietet der Westabhang des Piatra Craiului, wo wir ebenfalls, um die Doggerschichten aus dem Liegenden des Tithonkalkes zu sehen, die tiefeingeschnittenen Täler aufsuchen müssen. Die gleichen Verhältnisse haben wir im ganzen Gebiet des Gebirges von Brașov überall, wo der Tithonkalk oder das Bucegikonglomerat Steilhänge bilden. Diese Verhältnisse erschweren die geologische Kartierung hier ausserordentlich, da gerade die Basis des Tithonkalkes für gewöhnlich verdeckt ist und die geologisch interessantesten Dinge hier zu suchen sind.

Institutul Geologic al României

3. TEKTONIK

Die stratigraphische Serie, die ich als « Mesozoische Serie von Brașov » bezeichnet habe, wurde zusammen mit dem dazugehörigen Leaotakristallin von MRAZEC und POPESCU-VOITEȘTI (37) als Bucegikonglomeratdecke bezeichnet und die Überschiebung dieser Decke nach Südosten über die Schichten von Sinaia festgestellt. Dass die « Mesozoische Serie von Brașov » zusammen mit dem Leaotakristallin eine tektonische Einheit bilden, die über die Schichten von Sinaia überschoben sind, habe ich auch zu wiederholten malen hervorgehoben.

Das ganze von mir behandelte Gebiet gehört zur tektonischen Einheit der « Mesozoischen Serie von Brașov » und deren Begrenzung gegen den von dieser Serie überschobenen neokomen Flysch, mit dem die Serie von Brașov aber am Aussenrand, vor allem bei Sinaia zum Teil auch noch verschuppt ist. Die Überschiebung der Serie von Brașov über den neokomen Flysch und die Verschuppung des ganzen Komplexes sind wohl als gleichzeitige Vorgänge anzunehmen. Der Verlauf der Schnittlinie der Überschiebungsfläche mit dem Terrain ist charakteristisch für eine nur wenig gewellte, flache Überschiebungsfläche. Das im Terrain sichtbare, kartographisch festlegbare Ausmass der Überschiebung beträgt ca 15 km.

* * *

Die auffallendste Erscheinung im tektonischen Bau des Gebirges von Brașov ist die schön ausgebildete Schuppenstruktur des älteren Mesozoikums bis inklusive Bucegikonglomerat. In der Darstellung dieser Struktur gehe ich von den Verhältnissen auf dem Piatră Mare und dem Cristian Mare aus, da hier die Schuppen deutlicher ausgebildet, die Liegendschichten des Tithonkalkes weniger ausgequetscht sind als auf dem Bucegi, so dass Zweifel in der tektonischen Deutung dieser Struktur kaum möglich sind.

Das Piatră-Massiv ist flach über den neokomen Flysch nach SO überschoben. Allseitig im Norden, Osten und Süden fallen die Schichten von Sinaia, sowie sandig-toniges Barreme mit Kalklagen unter das Piatră-Massiv ein. Das Piatră-Massiv selber aber besteht aus einer Serie übereinander geschobener Jura-Bucegikonglomeratschuppen. An der Basis dieser Schuppen tritt Tithonkalk in grösseren und kleineren Klippen, sowie in langgestreckten Zügen auf. Unter dem Tithon sind an einzelnen Stellen Dogger- und Liasschichten noch erhalten. Meistens ist aber Dogger und Lias ausgequetscht oder durch Schutt verdeckt. Wo auch der Tithonkalk fehlt, ausgequetscht ist, kann die Überschiebungslinie im Terrain nicht mehr kartiert werden. In verwittertem Konglomerat sind die Spuren der Überschiebung schwer nachweisbar. Doch reihen sich die Tithonkalkklippen meistens so dicht aneinander, dass die Überschiebungslinien der Schuppen ohne grössere Schwierigkeiten verfolgt werden können.

Institutul Geologic al României

Sowohl aus dem Norden, vom Ausgang des Tömöschtales in die Ebene, als auch aus dem Süden, vom Predeal aus gesehen, sind im Massiv des Piatră Mare mehrere Lagen Tithonkalkes, getrennt durch mächtige Lagen Bucegikonglomerates verhältnismässig flach nach Westen unter das Tömöschtal einfallend sichtbar.

Die tiefste Schuppe erstreckt sich von Norden von Satulung nach SO auf den Hängen gegen das Garcintal bis Timișul de Sus. Es ist ein mächtiger Komplex von Bucegikonglomerat, an der Basis besonders im südöstlichen Teil mit einigen Tithonkalkklippen über dem Kreideflysch. Im Norden legt sich bei Baciu über diese untere Schuppe das Tithonmassiv des Bolnoc, an der Basis mit Dogger, Lias und liasischen Trachytporphyren. Dieser Jurakomplex gehört an die Basis der nächstfolgenden höheren Schuppe, deren untere Grenze sich nach Süden mit Hilfe einer Reihe auffallender Tithonkalkklippen noch weiter verfolgen lässt, bald aber im verwitterten, waldbedeckten Boden in Ermangelung weiterer Kalkklippen nicht mehr feststellbar ist.

Die Basis der dritten Schuppe wird von fast kontinuierlichen langgestreckten, mächtigen Kalkzügen gebildet im Hangenden ebenfalls mit Bucegikonglomerat. Im nördlichen Teil sowohl als auch im südwestlichen ist der hangende Konglomeratkomplex in weiter Ausdehnung und Mächtigkeit aufgeschlossen, im mittleren Teil dagegen wird er von dem grossen Kalkmassiv der obersten Schuppe fast ganz verdeckt und erscheint nur in langgestreckten, schmalen Streifen zwischen dem Kalkzug der dritten und dem der vierten Schuppe unter den Kalk dieser obersten Schuppe einfallend. Die dritte Schuppe wird durch zahlreiche Brüche gegliedert, entlang denen Tithonkalkklippen die hangenden Konglomeratschichten durchspiessen. Nordöstlich vom Schutzhaus des Piatră Mare (südwestlich der Kote 1599) liegt über dem Konglomerat der dritten Schuppe eine grosse vorgeschobene Kalkklippe, die zur Basis der obersten Schuppe gehört. Im Liegenden des Tithonkalkes dieser Kalkklippe finden wir die Callovien-Oxfordjaspisschichten, den weissen Quarzsandstein des unteren Dogger, sowie Sandsteine mit reicher unterliasischer Fauna, mit Spiriferina. Diese Bildungen des unteren Jura sind auf dem Abhange an der Basis des Tithonkalkes in der verwitterten Oberfläche in zahlreichen Blöcken feststellbar. Durch hier durchgeführte Grabungen konnte ich die fossilreichen Liasschichten freilegen.

Die Basis dieser Jurascholle liegt in einer Höhe von ca 1500 m. Sie schwimmt also auf einem über 400 m mächtigen Komplex, der durch die unteren drei Schuppen gebildet wird.

Im Osten auf dem Abfall gegen das Garcintal und den Timișul Sec, sowie auch im Norden auf den Hängen gegen den Untertömösch wird die Basis dieser obersten Schuppe, der vierten Schuppe des Piatră Mare, durch ein mächtiges Tithonkalkmassiv gebildet, unter dem an verschiedenen Stellen

Institutul Geologic al României

noch Callovien-Oxfordschichten und helle Quarzsandsteine des unteren Dogger auftreten. Über dem Tithonkalk dieser obersten Schuppe liegt wieder Bucegikonglomerat, das das Gipfelgebiet und den ganzen Abhang gegen das obere Tömöschtal bildet und nach Westen unter das Tömöschtal einfällt.

Auf der gegenüberliegenden Seite des Tömöschtales, auf dem südwestlichen Hang des Cristian Mare steigen diese Schuppen aus der synklinalen Einfaltung wieder auf. Wir finden hier die zwei oberen Schuppen sehr schön aufgeschlossen. Unter dem Tithonkalk der obersten Schuppe sind hier in grosser Mächtigkeit die Callovien-Oxfordjaspisschichten aufgeschlossen. Diese Callovien-Oxfordjaspisschichten liegen über dem Tithonkalk der tieferen, der dritten Schuppe, in dessen Liegendem auch wieder Doggersandsteine mit reicher Fossilführung im Lambatale aufgeschlossen sind. Beide Schuppen fallen gegen das Tömöschtal ein. Unter der dritten Schuppe ist das Bucegikonglomerat der tieferen, der zweiten Schuppe auf geringe Erstrekkung aufgeschlossen. Dies Konglomerat ist hier ausgewalzt und zerquetscht. Die Kalkgerölle des Konglomerates sind zu flachen Fladen ausgewalzt, die von zahlreichen Diaklasen, Kalzitadern durchzogen werden. Diese Laminierung des Konglomerates steht aber wahrscheinlich nicht im Zusammenhang mit der Verschuppung, sondern mit einer späteren Bewegung entlang einer Verwerfung. Es ist gerade auffallend, dass wir nirgends im Bucegikonglomerat im Zusammenhang mit der Verschuppung tiefergehende Änderungen beobachten können.

Entlang der tiefeinschneidenden Verwerfung, die die Tömöschsynklinale vom übrigen Massiv des Cristian Mare trennt, finden wir im Liegenden der dritten Schuppe aus der Tiefe aufsteigend an der Oberfläche nur noch dies stark zerquetschte Konglomerat der zweiten Schuppe. Die übrigen Bildungen der zweiten Schuppe, ebenso die unterste Schuppe bleiben hier in der Tiefe stecken, sie werden von der dritten Schuppe verdeckt.

Von dieser Verwerfung nach Westen wird das ganze übrige Gebiet des Cristian Mare von der zweiten und der ersten (tiefsten) Schuppe aufgebaut, die entlang der Verwerfung stark gehoben erscheinen. Die zweite Schuppe wird hier durch die mächtigen Kalkmassive gebildet, die sich aus dem Südwesten vom Ödweg nach Nordosten über das Gipfelgebiet und den Krukur erstrecken. Im Hangenden des Tithonkalkes treten die Bucegikonglomerate auf, in ihrem Liegenden die Callovien-Oxfordjaspisschichten und fossilführende Doggersandsteine in grosser Erstreckung. Diese zweite Schuppe liegt synklinal eingefaltet über der tiefsten, ersten Schuppe.

Die tiefste Schuppe ist im Gebiet des Cristian Mare flächenhaft stark ausgedehnt und wird durch zahlreiche Verwerfungen stark gegliedert. In dieser tiefsten Schuppe finden wir das kleine Kristalline Vorkommen im Comortale, die grossen Triasvorkommen, den Grestener Lias und die Dogger-

Institutul Geologic al României

ablagerungen in reicher Entwicklung im Liegenden der mächtigen Tithonkalkmassive und des Bucegikonglomerates.

Zahlreiche nach N 20 O streichende Verwerfungen, deren Entstehung wohl auch mit den mesokretazischen tektonischen Bewegungen noch zusammenhängen, gliedern das ganze Gebiet in langgestreckte, nach SO einfallende Schollen. Andere, jüngere, fast rechtwinklig dazu verlaufende Verwerfungen komplizieren den tektonischen Bau dieses Gebietes noch mehr und bedingen eine komplizierte, stark gegliederte Schollenstruktur, die auf der Karte ihre Darstellung findet.

Über die Schuppenstruktur des Bucegi habe ich schon im Jahre 1916 geschrieben und nachher über die Schuppenstruktur im Gebiete von Sinaia im Jahre 1928 wieder. Im nördlichen Teile des Bucegigebietes, im Gebiet des Malajeşter-, Ţiganeşter-, Gaura- und Jalomiţatales können wir 5 übereinander liegende Schuppen unterscheiden, die jeweils durch ein Paket Konglomeratschichten mit Tithonkalkklippen gebildet werden. Fossilien habe ich in den Kalkklippen dieser Schuppen keine gefunden. Doch finden sich im Zusammenhang mit diesen Kalken an mehreren Stellen Doggerbildungen. Sie sind zwar hier von geringerer Ausdehnung, stärker ausgewalzt als im Piatră-Cristiangebiet, deswegen aber von der gleichen stratigraphischen Wichtigkeit und Bedeutung. Sie beweisen trotz mangelnder Fossilien im Kalk doch einwandfrei dessen oberjurassisches Alter. So haben wir im oberen Teil der mächtigen Kalkscholle des Velikan, in einer Verwerfung eingeklemmt rote Jaspisschichten, während unter dieser Kalkscholle noch Bucegikonglomerat in einer Mächtigkeit von über 400 m liegt. An verschiedenen anderen Stellen finden wir im Zusammenhang mit dem weissen Kalk roten Malmkalk, sowie Doggerblöcke (Mte. Gaura, Fundul Ţiganeştilor, oberes Ende des Jalomiţatales).

Die Tithonkalkklippen dieser Schuppen erwecken vollkommen den Eindruck tektonisch zerrissener Kalkblöcke, die als grosse Blockbreccie auf der Überschiebungsfläche der einzelnen Schuppen liegen. Auf der Verbindungslinie zwischen den einzelnen grösseren Kalkklippen liegen zahlreiche kleine und grosse Kalkblöcke.

Die Schuppenstruktur ist schön entwickelt im nördlichen Teil, im Gipfelgebiet des Bucegi, wo die einzelnen übereinandergelagerten Schuppen auf weite Erstreckung hin mit Sicherheit kartiert werden können.

Im Gebiet zwischen Bucegi und Piatra Craiului finden wir von der Tithonkalkklippe des Schlosses von Bran im SO über die Măgura hinweg einen langgestreckten Tithonkalkzug über das Bucegikonglomerat des nördlichen Măguraabhanges überschoben.

Institutul Geologic al României

Im Gebiet des Piatra Craiului selber fehlen solche schuppenförmige Überschiebungen. Der mächtige Komplex der Tithonkalke an der Basis mit der bekannten Serie der Doggerbildungen, im Hangenden mit den fossilreichen Neokommergeln und den Bucegikonglomeraten bilden hier eine schöne Synklinale, deren nordwestliche Flanke im langgestreckten Zug des Piatra Craiului aufsteigt und sich nach SO gegen den Bucegi hinüberlegt. Die oberen Schuppen im Bucegimassiv könnten vielleicht die Verlängerung dieser überkippten Flanke der Piatra Craiului Synklinale darstellen, die hier in schuppenförmige Überschiebungen gestaut wäre.

Im Gebiet zwischen der Synklinale des Piatra Craiului einerseits und dem Bucegi andererseits, in der Depression, die den Pass von Bran bildet, ist der grösste Teil der Bildungen der Serie von Brașov zerstört. Wir finden über Kristallin nur einzelne kleinere Klippen von Tithonkalk an der Basis mit etwas Doggerbildungen. Diese Klippen werden eingehüllt von dem lockeren Konglomerat mit mürben Sandsteinzwischenlagen, das den grössten Teil der Oberfläche dieser Depression bildet. Im stratigraphischen Teil habe ich diese lockeren, flachliegenden Konglomerate als senon angegeben. Sichere Beweise fehlen. Der ganze Charakter dieser Konglomerate ist aber so grundverschieden von dem der Bucegikonglomerate, dass sie unmöglich mit dem Bucegikonglomerat parallelisiert werden können. Da nun im unteren Teil der Propaștă Herr A. Prox aus Brașov einen abgerollten Hippuriten gefunden hat, der nur aus diesen lockeren, flachgelagerten Konglomeraten stammen kann, dürfte die Annahme des senonen Alters dieser Konglomerate wohl begründet sein. Im Zusammenhang mit den Tithonkalkklippen sind hier jedenfalls auch noch Reste von Bucegikonglomerat vorhanden. Deren kartographische Ausscheidung ist aber bei den schlechten Aufschlussverhältnissen, der starken Verwitterung kaum möglich.

Die untere Flanke der Piatra Craiului-Synklinale setzt sich über das Gebiet des Passes von Bran, wo sie abgesehen von der Măgura stark zerstört ist, nach Osten im Bucegimassiv fort, wo sie den Komplex unterhalb des oberen Schuppenkomplexes aufbaut. Dieser untere Komplex ist auf dem Abhange gegen Sinaia auch wieder teils in sich teils mit dem Barreme in Flyschfazies verschuppt. Auch hier finden wir an der Basis der Tithonkalkklippen an zahlreichen Orten (Valea Zgaburei, Valea Peleșului) roten ammonitenreichen Malmkalk, Callovien-Oxfordjaspisschichten und Doggersandstein der Brachiopodenbänke über die Kreidebildungen überschoben.

Die schuppenförmigen Überschiebungen im Gebiet des Piatră Mare und Cristian Mare könnten der bei Sinaia aufgeschlossenen unteren Schuppenstruktur des Bucegi entsprechen, in diesem Falle wären die oberen, stark ausgewalzten Schuppen des Gipfelgebietes des Bucegi im Piatră Mare und Cristian Mare nicht mehr vorhanden.

Institutul Geologic al României

Über diese eben geschilderte Schuppenstruktur des Gebirges von Brașov legt sich die weit ausgedehnte, flache, oberkretazische Synklinale, die im NW bei Vulcan-Zărnești beginnend zwischen dem Bucegi und dem Cristian Mare sich nach SO bis ins Valea Timișului erstreckt. Die Ablagerungen dieser Synklinale beginnen, wie wir im stratigraphischen Teil sahen, mit untercenomanem Sandstein. Die Ausbildung der Schuppenstruktur des Gebirges von Brașov ist daher vorcenoman.

Eine jüngere postsenone, wahrscheinlich posteozäne Tektonik durchschneidet dagegen sowohl die ältere vorcenomane in sich verschuppte Einheit, als auch die oberkretazische Synklinale und führt zur Überschiebung der Schichten von Sinaia zusammen mit den darüberliegenden Schuppen des Bucegikonglomerates über das Senon und auch über das Eozän. Diese flache Überschiebung ist in einem Ausmasse von 12 km aufgeschlossen, kartographisch festlegbar. Am Nordhang des Velikan fällt der senone Mergel unter das Bucegimassiv ein, im Malajeșter Tal in einer Höhe von 1080 m fällt der Senonmergel ebenfalls unter das Bucegimassiv ein und zwar sind hier unter dem Bucegikonglomerat auch Schichten von Sinaia aufgeschlossen, die mit dem Bucegimassiv zusammen über den Senonmergel überschoben sind. Die gleichen Verhältnisse haben wir dann weiter im Norden im Massiv des Runcul Mare, wo die Schichten von Sinaia überlagert von Bucegikonglomerat und Tithonkalkklippen über den Senon-Eozänkomplex überschoben sind, wobei die Masse der Bucegikonglomerate mit den Tithonkalkklippen die Schichten von Sinaia an der Stirn etwas überholt haben.

Manuscript eingegangen: Mai 1938.

Institutul Geologic al României

BIBLIOGRAPHIE

1. BIELZ M., Über den Trachytporphyr von Bacsfalu bei Kronstadt. *Blätter für Geist, Gemüth und Vaterlandskunde.* Braşov, 1847.
2. HAUER und RICHTHOFEN, Berichte über die in der Umgebung von Kronstadt unternommenen Excursionen. *Verh. d. k. k. geol. R. A.* Wien, 1855.
3. HAUER FR., Notizen über das Burzenländer Gebirge. *Verh. d. k. k. geol. R. A.* XII. Wien, 1862.
4. HAUER und STACHE, Geologie Siebenbürgens. Wien, 1863.
5. HAUER FR., Petrefakten aus dem braunen Jura vom Bucsecs bei Kronstadt von Fr. Herbich gesammelt. *Verh. d. k. k. geol. R. A.* XVII. Wien, 1867.
6. HERBICH FR., Geologische Ausflüge auf den Bucegi. *Verh. und Mitt. d. siebenb. Ver. f. Naturw.* XVI, 1865.
7. — Das Szeklerland. *Jahrbuch d. kgl. ung. geol. Anst.* V, 1878.
8. — Über Kreidebildungen der siebenbürgischen Ostkarpathen. *Verh. d. k. k. geol. R. A.* Wien, 1886.
9. JEKELIUS E., Vorläufiger Bericht über eine Begehung des Königsteingebietes (= Piatra Craiului). *Verh. und Mitt. d. siebenb. Ver. f. Naturw.* 1913, p. 92.
10. — Die mesozoischen Bildungen des Keresztenyhavas (= Cristianul-Mare). *Jahresber. d. kgl. ung. geol. Anst. für 1913.* Budapest, 1914. p. 155.
11. — Liasfauna von Keresztenyfalva (= Cristian). (Die mesozoischen Faunen der Berge von Braşov. I.). *Jahrbuch der kgl. ung. geol. Anst.* XXIII. 2. Budapest, 1915.
12. — Neokomfauna von Brasso (= Braşov). (Die mesozoischen Faunen der Berge von Brasso. II.). *Jahrbuch d. kgl. ung. geol. Anst.* XXIII. 2. Budapest, 1915.
13. — Der geologische Bau des Nagykőhavas (= Piatra-Mare) und Keresztenyhavas (= Cristian-Mare). *Jahresber. d. kgl. ung. geol. Anst. für 1914.*
14. — Daten über den geologischen Bau des Bucsecs (= Bucegi) und Csukas (= Zăganul). *Jahresbericht d. kgl. ung. geol. Anst. für 1915.*
15. — Geologische Beobachtungen im Gebiet des Bucsecs (= Bucegi) und Rung (= Runcul). *Jahresbericht d. kgl. ung. geol. Anst. für 1916.*
16. — Fauna der Lamellibranchiaten- und Brachiopodenbänke der Doggerschichten am Bucsecs. (Die mesozoischen Faunen der Berge von Braşov, III.). *Jahrbuch d. kgl. ung. geol. Anst.* XXIV. 3. Budapest, 1916 (ung.), 1925 (deutsch).
17. — Fauna der Ammonitenbank am Bucsecs. (Mesozoische Faunen IV). *Jahrbuch d. kgl. ung. geol. Anst.* XXIV. 3. Budapest, 1916 (ung.), 1925 (deutsch).
18. — Fauna der Callovien-Oxfordkalke der Berge von Brasso (= Braşov). (Mesozoische Faunen V.). *Jahrbuch d. kgl. ung. geol. Anst.* XXIV, 3. Budapest, 1916 (ung.), 1925 (deutsch).
19. — Fauna der Acanthicusschichten am Bucsecs. (Mesozoische Faunen VI). *Jahrbuch d. kgl. ung. geol. Anst.* XXIV. 3. Budapest, 1916 (ung.), 1925 (deutsch).
20. — Tithonfauna der Südostkarpathen. (Mesozoische Faunen VII). *Jahrbuch d. kgl. ung. geol. Anst.* XXIV. 3. Budapest, 1916 (ung.), 1925 (deutsch).

Institutul Geologic al României

21. JEKELIUS E., Führer durch die geologische Abteilung des Burzenländer Sächsischen Museums. Braşov, 1920.
22. — Cărbunii liasici din împrejurimile Braşovului. *Dări de seamă ale şed. Inst. Geol. Rom.* XI, 1922—1923. Bucureşti, 1923.
23. — Cărbunii liasici din împrejurimile Braşovului. *Inst. Geol. Rom. Studii Tehn. şi Econ.* Nr. 3, F. 1. Bucureşti, 1923.
24. — Zăcămintele de lignit din basinul pliocenic din Valea superioară a Oltului (Transilvania). *Inst. Geol. Rom. Studii Tehn. şi Econ.* Nr. 3, F. 2, 1924.
25. — Asupra foraminiferelor din nişte marne neocomiene din Carpaţii de Sud. *Dări de seamă ale şed. Inst. Geol. Rom.*, VIII, 1919—1920. Bucureşti, 1926.
Die Foraminiferen aus dem Neocommergel der Südkarpathen. *Jahrbuch des Burzenländer Sächsischen Museums.* I, 1925.
26. — Geologia Pasului Bran. *Dări de seamă ale şed. Inst. Geol. Rom.*, VIII, 1919—1920. Bucureşti, 1926.
Der Törzburger Pass. *Jahrbuch des Burzenländer Sächsischen Museums.* I, 1925.
27. Über das Vorkommen von kristallinen Schiefern im Valea Cerbului (Buşteni). *Acad. Rom. Bull. d. l. Sect. Scient.*, XI, 2—3. Bucureşti, 1928.
28. — Die Molluskenfauna des dazischen Beckens von Braşov. *Memoriile Institutului Geologic al României*, vol. II. Bucureşti, 1932.
29. — Der weisse Triaskalk von Braşov und seine Fauna. *Anuarul Institutului Geologic al României*, vol. XVII, 1932. Bucureşti, 1935.
30. KOCH A., Brassoi hegység földtani szerkezetéröl es talajviz viszonyairol. *Ert. Term. Tud. Kör.*, vol. XVII. Budapest, 1887.
Über die geologische Zusammensetzung und die Grundwasserverhältnisse des Kronstädter Gebirges. *Földt. Közl.*, XX, p. 237. Budapest, 1890.
31. — Rectifizierte Bestimmung der Herbichschen Kreidefauna aus dem Quellgebiet der Dâmbovicioara. *Orv. Term. Tud. Ert.*, 1892.
32. MACOVEI GH. et ATANASIU I., L'évolution géologique de la Roumanie. Cretacé. *Anuarul Institutului Geologic al României*, vol. XVI. Bucureşti, 1934.
33. MESCHENDÖRFER J., Das Neocomien-Vorkommen bei Kronstadt. *Verh. und Mitt. d. siebenb. Vereins für Naturw.* Bd. X, 1859.
34. — Petrefacten aus der Gegend von Kronstadt, bestimmt von Quenstedt. *Verh. d. k. k. geol. R. A.* XI. Wien, 1860.
35. — Die Gebirgsarten des Burzenlandes. *Programm des ev. Gymnasiums zu Kronstadt für 1859—1860*; *Verh. und Mitt. d. siebenb. Vereins f. Naturw.* XI, 1860.
36. — Der geologische Bau der Stadt Kronstadt und ihres Gebietes. *Beiträge zu einer Monographie der Stadt Kronstadt*, 1892.
37. MRAZEC L. et POPESCU-VOITEŞTI, Contribution à la connaissance des nappes du Flysch carpathique en Roumanie. *Anuarul Institutului Geologic al României* vol., V, 1911. Bucureşti, 1914.
38. MRAZEC L., L'état de nos connaissances actuelles sur la structure des Carpates roumaines. *Sbornik Stàt. geolog. ùstavu Csl. rep. sv.*, X, 1931—1932.
39. PODEK FR., Über ein neues Vorkommen von Liasgestein im Burzenland. *Földtani Közlöny*, XLIII, 1913.
40. — Der Neokommergel der Brassoer Berge. *Földtani Közlöny*, XLIII, 1913.
41. POPOVICI-HATZEG, Étude géologique des environs de Câmpulung et de Sinaia. Paris, 1898.
42. — Contribution à l'étude de la faune du crétacé supérieur de Roumanie, environs de Câmpulung et de Sinaia. *Mém. Soc. Geol. Fr.*, VIII, fasc. 3. Paris, 1899.

Institutul Geologic al României

43. POPOVICI-HATZEG, Les céphalopodes du jurassique moyen de Mont Strunga. *Mém. Soc. Géol. Fr.*, XIII. Paris, 1905.
44. PROTESCU O., Recherches géologiques et paléontologiques dans la bordure orientale des Monts Bucegi. *Anuarul Institutului Geologic al României.* XVII. Bucureşti, 1936.
45. REDLICH K., Geologische Studien in Rumänien. *Verh. d. k. k. geol. R. A.* Wien, 1896.
46. SAVUL M. und KRÄUTNER TH., Ein Arfvedsonitgranitporphyr aus der Umgebung von Braşov. *Compt. rendus d. seances de l'Acad. des Sciences de Roum.* Tom. I, 1936.
46 a. SCHMIDT O., Cercetări geologice în ramificaţiunile nord-estice ale Munţilor Făgăraş. *Dări de seamă ale şed. Inst. Geol. Rom.*, XV. 1926—1927 Bucureşti, 1930.
47. SIMIONESCU J., Über eine Untercenomanfauna aus den Karpathen Rumäniens. *Verh. d. k. k. geol. R. A.* Wien, 1897.
48. — Über die Geologie des Quellgebietes der Dâmbovicioara. *Jahrbuch der k. k. geol. R. A.* XLVIII. Wien, 1898.
49. — Über die Kellowayfauna vom Valea Lupului in den Südkarpathen Rumäniens. *Verh. d. k. k. geol. R. A.* Wien, 1898.
50. — Fauna cretacică superioară dela Ürmös. *Acad. Rom. Publ. Fond. V. Adamachi.* Tom. I. Bucureşti, 1899.
Die oberkretazische Fauna von Ürmös. *Verh. d. k. k. geol. R. A.* Wien, 1899
51. — La fauna néocomienne du Bassin de Dâmbovicioara. *Ann. Scien. Univ. Jassy*, vol. I. Iaşi, 1900.
52. — Les ammonites jurassiques de Bucegi. *Ann. Univ. Jassy*, III. Iaşi, 1905.
53. — Das Alter der Klausschichten in den Südkarpathen. *Verh. d. k. k. geol. R. A.* Wien, 1905.
54. SUESS E., Brauner Jura in Siebenbürgen. *Verh. d. k. k. geol. R. A.* Wien, 1867.
55. TOULA FR., Eine geol. Reise in den transsylvanischen Alpen Rumäniens. *Neues Jahrbuch f. Min., Geol. u. Pal.*, 1897. Bd. I; *Schriften d. Ver. zur Verbreit. Naturw. Kenntn.*, XXXVII. Wien, 1897.
56. — Palaeontologische Mitteilungen aus den Sammlungen von Kronstadt. *Abh. d. k. k. geol. R. A.* XX. 5. Wien, 1911.
57. UHLIG V., Über Fr. Herbichs Neokomfauna aus dem Quellgebiete der Dâmbovicioara. *Jahrbuch d. k. k. geol. R. A.* XLI. Wien, 1891.
58. — Über die Beziehungen der südlichen Klippenzone zu den Ostkarpathen. *Sitzungsber. d. k. Akad. d. Wissenschaften.* Bd. CVI. Abt. I. Wien, 1897.
59. — Bau und Bild der Karpathen. Wien, 1903.
60. WACHNER H., Die geologischen Verhältnisse der Umgebung von Volkany (= Vulcan) und Keresztenyfalva (= Cristian). *Jahresber. d. kgl. ung. geol. Anst. f.* 1913.
61. — Bericht über die im Sommer 1916 im Persanyer Gebirge ausgeführten geol. Aufnahmen. *Jahresber. d. kgl. ung. geol. Anst. für 1916.*
62. — Urme de gheţari în Munţii Bucegilor. Gletscherspuren des Bucegi-Massivs *An. Inst. Geol. Rom.* XIV. 1930.
Die Eiszeitgletscher des Bucegi in den Süd-Karpathen. *Zeitschrift für Gletscher Kunde.* XVII. 1929.

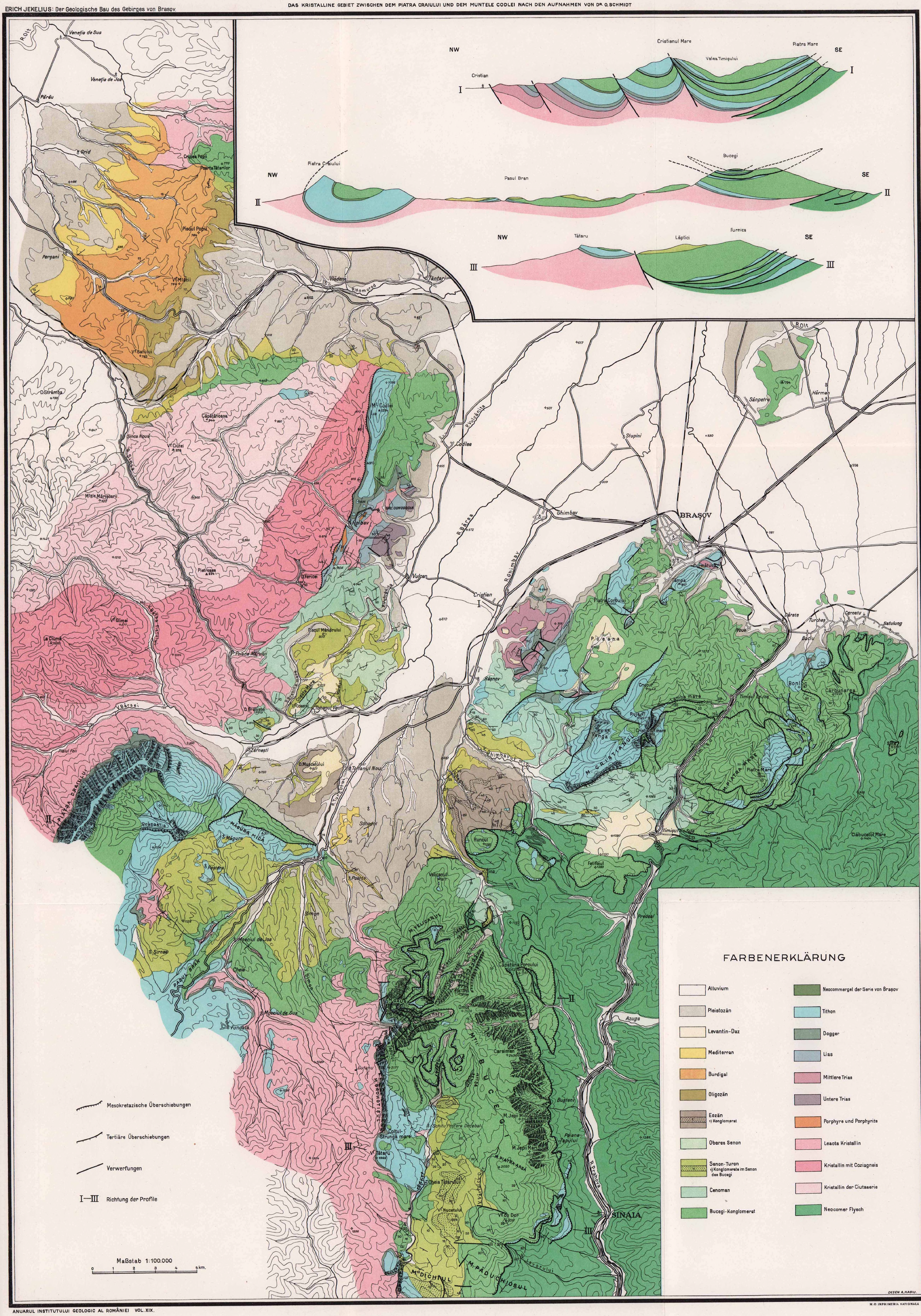
Institutul Geologic al României

DR. E. JEKELIUS

GEOLOGISCHE KARTE DES GEBIRGES VON BRAȘOV

ERICH JEKELIUS: Der Geologische Bau des Gebirges von Brasov.

DAS KRISTALLINE GEBIET ZWISCHEN DEM PIATRA CRAIULUI UND DEM MUNTELE CODLEI NACH DEN AUFNAHMEN VON DR. O. SCHMIDT



ANUARUL INSTITUTULUI GEOLOGIC AL ROMÂNIEI VOL. XIX.

M. O. IMPRIMERIA NAȚIONALĂ

Institutul Geologic al României

PLIOZÄNE ANDESITTUFFE AM AUSSENRAND DER RUMÄNISCHEN KARPATHEN

VON

P. KELTERBORN UND A. STRECKEISEN

INHALT

Seite

I. Allgemeine Übersicht 409
1. Mäotische Andesittuffe 411
2. Dacische Andesittuffe 414
II. Die dacischen Tuffe von Ceptura-Călugăreni-Nenciulești 416
A) Geologische Beschreibung 416
1. Valea Babei Dobra 417
2. Valea cu Mărăcini 417
3. Valea Budurească 418
4. Călugăreni 419
5. Nenciulești 419
B) Petrographische Beschreibung 420
1. Tuff der Valea Budurească 421
2. Tuff von Călugăreni 423
3. Tuff der Valea cu Mărăcini 424
4. Tuff von Nenciulești 428
C) Chemische Zusammensetzung 429
D) Zusammengehörigkeit der einzelnen Vorkommen 432
E) Vergleich mit andern neogenen Andesittuffen 433
F) Genetische Beziehungen 437
1. Herkunft 437
2. Eruptionsverhältnisse 438
3. Transport und Ablagerung 439
4. Geologische Bedeutung 440
III. Anhang: Die Tuffe aus dem Buglovien von Coada Malului 442
Nachtrag 445
Literaturverzeichnis 447

I. ALLGEMEINE ÜBERSICHT

Das Vorkommen vulkanischer Tuffe im süd- und ostrumänischen Neogen des Aussenrandes des Karpathenbogens ist vielfach erwähnt und beschrieben

Institutul Geologic al României

worden. Allgemein wird deren Herkunft mit den dacitisch-andesitischen Eruptionszentren Siebenbürgens in Verbindung gebracht.

Dacitische Tuffe erscheinen schon im Oligozän (15, pag. 84, 92, 107); sie sind im Helvet-Torton (ob. Salzformation, Mediterran II) der Subkarpathen besonders im Abschnitt von Bacău-Putna-Buzău-Prahova weit verbreitet und bilden für diese Schichtgruppe eine Art Leitgestein (Palla). Ihre Hauptentwicklung fällt in die miozäne Faltungsperiode mit ihren tektonischen Bewegungen und Erschütterungen. Den dacitischen folgen im Pliozän andesitische Tuffe. Sie sind weit weniger häufig, und es lohnt sich daher wohl, solche Vorkommen nicht nur feldgeologisch, sondern auch mikroskopisch und chemisch genau zu untersuchen und sie auf ihre Bildungsbedingungen und ihre Herkunft zu prüfen. Im folgenden soll eine zusammenfassende Darstellung der bisher bekannten Andesittuffe vom Aussenrande der rumänischen Karpathen gegeben werden, wobei einige neue Vorkommen näher beschrieben werden (siehe Übersichtskarte).

Mrazec (18) gibt 1898 zum erstenmal eine ziemlich ausführliche petrographische Beschreibung eines Andesittuffs aus der Gegend von Bacău, leider ohne nähere Fundortsangabe oder Hinweis auf die zugehörige Formation. Schon hier wird erwähnt, dass der Tuff nicht die geringste Einwirkung eines Wassertransportes erkennen lässt; sein Vorkommen wird von der andesitischen Eruptiva des Călimani-Gebirges hergeleitet, von wo Sava Athanasiu (1, 2) Andesite eingehend beschrieben hat. Nach seinen Angaben beträgt die jetzt noch erhaltene Mächtigkeit der sich auf etwa 150 km erstreckenden andesitischen Masse im Călimani-Hârghita-Gebiet 900—1100 m, was immerhin auf recht ansehnliche Eruptionszentren weist. Auch hier sind die dacitischen Ausbrüche älter als die andesitischen. Diese letzteren haben nach Athanasiu in der zweiten Hälfte der Miozänzeit begonnen und bis an das Ende des Pliozäns fortgedauert. Selbst innerhalb der Andesite folgen den sauren Typen mehr basische: Pyroxen-Hornblende-Andesit, Augit-Hypersthen-Andesit und Augit-Andesit.

Der vorläufig älteste Andesittuff jenseits der Karpathen wurde von Simionescu (33) von Hudești (Dorohoi) beschrieben. Das Vorkommen liegt weit draussen im Vorland der Ostkarpathen in einer Distanz von etwa 140 km vom Călimani-Gebirge. Der etwa 1 m mächtige Tuff ist in Schichten eingelagert, die dem Buglovien, also den torton-sarmatischen Übergangsschichten zugerechnet werden. Möglicherweise ist der Tuff dacitisch, jedenfalls zeigt er eine gewisse Ähnlichkeit mit dem weiter unten erwähnten Dacittuff von Coada Malului. Auf alle Fälle sind die von Popescu-Voiteşti (24) aus dem fossilführenden Torton von Ogretin-Mierla erwähnten Tuffe nicht andesitisch, sondern gehören der älteren dacitischen Phase an.

Im Buglovien des Ostufers des Teleajen zwischen Coada Malului und Măgurelele wurde von Dr. M. de Raaf ein weiterer obermiozäner Tuff

Institutul Geologic al României

aufgefunden. Das Vorkommen ist unseres Wissens in der Literatur noch nicht erwähnt und soll daher anhangsweise näher beschrieben werden. Auch hier handelt es sich noch um einen Dacittuff.

Tuffogenes Material wird aus dem Buglovien auch aus Bohrproben von Scăioși, etwa 3 km nördlich Coada Malului, erwähnt (15, pag. 126).

Sarmatische Tufflagen sind sehr schön aufgeschlossen in der V. Putcavelului auf der Südflanke der Udrești-Struktur. Sie wurden hier von Dr. W. LEUTENEGGER und Dr. M. DE RAAF entdeckt. Es ist noch nicht entschieden, ob diese Tuffe dacitischen oder andesitischen Charakter haben.

1. MÄOTISCHE ANDESITTUFFE

Pliozäne Andesittuffe wurden erstmals von TEISSEYRE (38) aus dem Pliozänbecken von Lapoș-Comănești in den Bacăuer Karpathen angeführt. Diese «andesitischen Tuffsande» sind mit sedimentogenem Material vermengt. Sie gehören dem Mäot an (von TEISSEYRE noch als pontisch bezeichnet [1]).

Eine ganze Reihe von früher als sarmatisch bezeichneten Vorkommen sind nach späteren Untersuchungen gleichfalls dem Mäot zuzurechnen; so die von SAVA ATHANASIU (4) aus dem Gebiet südlich von Bacău geschilderten Tuffe. Von Cleja wird ein 1,5 m mächtiger Tuff erwähnt, der z. T. grobsandige und tonige Beimengungen enthält. Auch bei den etwas südlicher gelegenen Vorkommen, die bedeutend mächtiger werden, scheinen solche Beimengungen nicht ausgeschlossen zu sein, obwohl die chemische Analyse einer Probe von Dealul Pătul (4, pag. 110) auf einen normalen Andesit schliessen lässt. Von Câmpurile de Sus (Dealul Babei, Șușița-Tal) beschreibt ATHANASIU eine 4—5 m mächtige sarmatische Tuffschicht, die er später selbst in das unterste Mäotische stellt (3). Für die Tuffe der südlichen Bacăuer Karpathen (Cleja, usw.) bringt PREDA (25) den Nachweis untermäotischen Alters.

Eingehende Angaben über die weite Verbreitung der von ENCULESCU (8) erwähnten Tuffe östlich des Siret finden wir bei SEVASTOS (32), der auch für diese Tuffe das mäotische Alter einwandfrei feststellt und sie mit den Tuffen von Cleja, usw., parallelisiert. Er betont auch den ausserordentlichen Wert dieses verbreiteten Tuffes als stratigraphische Leitschicht. Als Ausdehnungsgebiet wird ein ca 15 km breiter, sich in NNE-Richtung auf etwa 25 km erstreckender Geländestreifen östlich Bacău-Cleja angegeben (32 pag. 399).

[1]) Siehe z. B.: I. POPESCU-VOITEȘTI, *Dări de seamă, Inst. Geol. Rom.*, Vol. VI, 1914—1915, pag. 191.

Institutul Geologic al României

Die allgemeine Richtung WSW über Cleja und das Pliozänbecken von Comăneşti weist auf Tuşnad (südliche Hârghita). Es scheint uns wahrscheinlich, dass alle diese untermäotischen Tuffvorkommen der Ostkarpathen ihre Entstehung einem einheitlichen Vorgang verdanken und unter sich in direkte Beziehung gebracht werden können. Es sei an dieser Stelle auf die bis faustgrossen Gerölle von Andesitlava (« blocs de lava roulés ») hingewiesen, die PREDA (25, pag. 615, rum. Text pag. 476) beschreibt, und die ihn veranlassten, pliozäne Eruptionzentren im Gebiet von Bacău selbst anzunehmen. Auch KREJCI (15 a, pag. 182) scheint dieser Ansicht Rechnung zu tragen, wobei es allerdings nicht deutlich ist, ob er die Beobachtungen von PREDA bestätigen konnte. Anhaltspunkte, die auf solche Vulkane deuten würden, fehlen aber vollkommen, und es ist bei der gewaltigen zeitlichen und räumlichen Verbreitung der ganzen Tufffolge eine solche Erklärung kaum haltbar. Falls es sich um wirkliche Gerölle andesitischer Lava handelt, liegt ein Flusstransport eher im Bereiche der Möglichkeiten, umsomehr als die Quellgebiete des Trotuş, der Bistriţa und der Bistricioara auch heute noch bis in das Eruptionsgebiet oder doch in dessen unmittelbare Nähe sich erstrecken. Von besonderem Interesse ist jedenfalls die Feststellung von ATHANASIU (3 und 4), dass der Tuff von Cleja mit sedimentogenem Material vermischt ist.

Von Caşin, aus dem Mündungsgebiet der Valea Haloşiu in die Valea Caşin, erwähnt PROTESCU (27) einen mäotischen Andesittuff. Der Tuff ist hier etwa 3 m mächtig und wird nach seiner stratigraphischen Stellung und nach seiner Herkunft in Parallele gesetzt zu den Bacăuer Vorkommen und dem Tuff von Câmpurile.

Südlich von Câmpurile folgen Andesittuffe, die nach GROZESCU (12) im Putna-Gebiet mächtige Einlagerungen in einem fossilfreien Schichtkomplex bilden, der sich zwischen Sarmat und Pliozän einschaltet, und dessen stratigraphische Stellung unsicher sei. Auch hier dürfte es sich um unteres Mäot handeln.

Südwärts anschliessend folgen die von MATEESCU (17) aus dem Abschnitt zwischen den Flüssen Râmnicul Sărat und Putna beschriebenen untermäotischen Tuffe. Hier wurde an der Basis des Mäot ein grobes Konglomerat mit häufigen Tuffbrocken beobachtet; darüber folgen Mergel, Sande und Sandsteine mit andesitischen Tuffeinlagerungen. Die Distanz dieser Tuffvorkommen vom Hârghita-Gebiet beträgt etwa 100 km.

Die mäotischen Andesittuffe begleiten also die Ostkarpathen auf eine Distanz von etwa 120 km zwischen Bistriţa und Râmnicul Sărat. Im Gebiet von Bacău ist dieser Gürtel etwa 25 km breit, im südlichen Abschnitt verschwindet das tufführende Mäot ostwärts rasch unter jüngerem Pliozän.

Westwärts der Karpathen-Umbiegung werden mäotische Tuffe auffallend spärlich. FILIPESCU (10) hat kürzlich einen Tuff von Vâlcăneşti (Jud.

Institutul Geologic al României

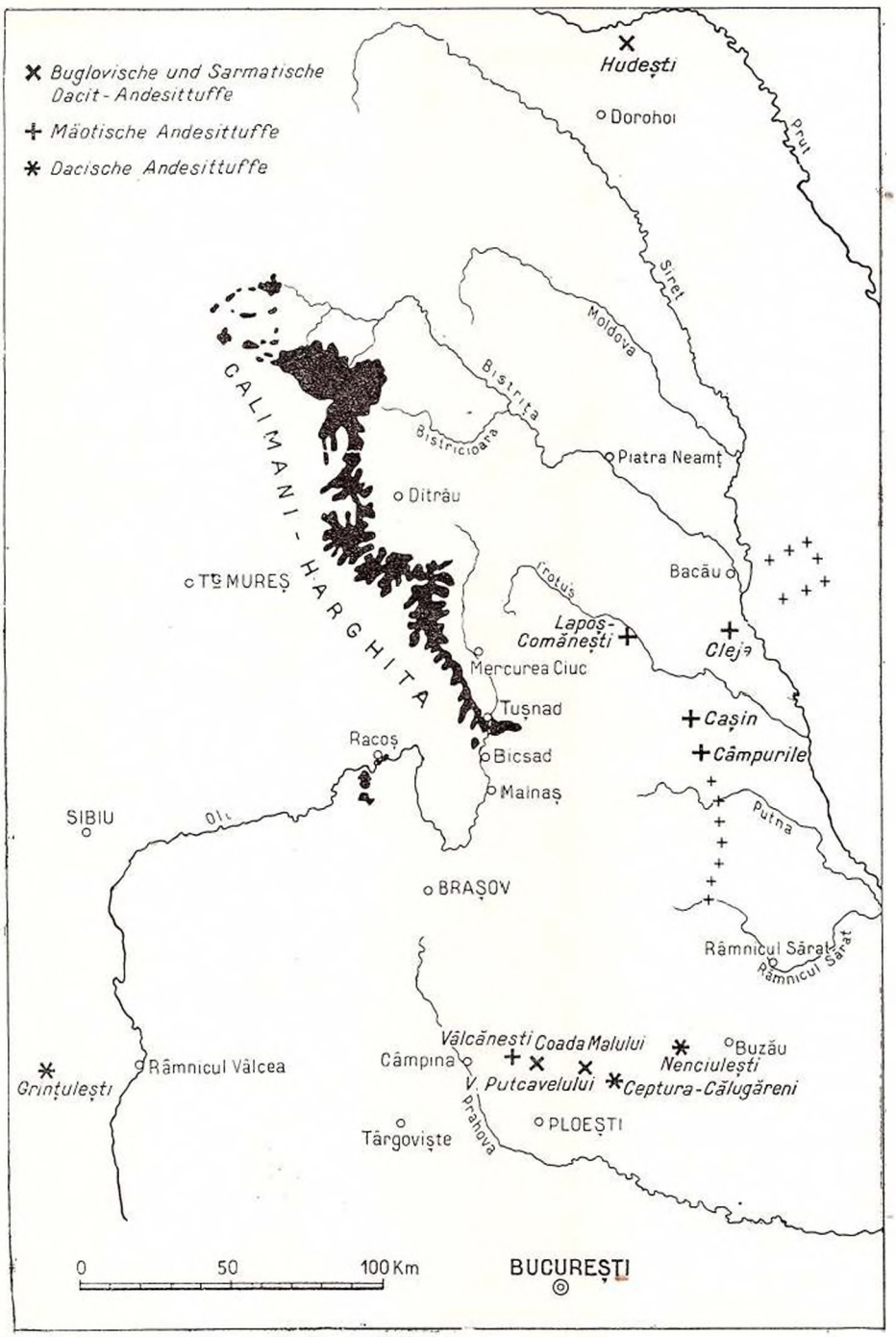


Fig. 1. — Andesittuffe Ost- und Süd-Karpathen.

Institutul Geologic al României

Prahova) beschrieben, den er mit Dacittuffen vergleicht. Der Tuff ist 10 bis 15 cm mächtig und gehört dem untersten Mäot an. Nach seinem Chemismus ist hingegen auch dieser Tuff schon den Andesittuffen zuzurechnen (siehe pag. 29).

Von Câmpina wird von KREJCI und WETZEL aus einer Bohrung eine stark mit tuffogenem Material vermengte Probe erwähnt, wobei das Tuffmaterial möglicherweise aufgearbeitet ist und aus dem Miozän stammt (15, pag. 22 und 142). Ausserdem kommen nach WETZEL tuffogene Komponenten, namentlich frische zonarstruierte Feldspäte, als untergeordneter Gemengteil verschiedener mäotischer Gesteinsproben vor (15, pag. 145, 147).

Das Fehlen andesitischer Tuffe im Pontischen jenseits der Karpathen mag seine Ursache nicht nur in einem Mangel an tuffogenem Material überhaupt, sondern wohl auch in der im allgemeinen mehr marinen Fazies dieser Formation haben, die sich zwischen die teilweise ausserordentlich seichten Ablagerungen des Mäotischen und Dacischen einschaltet. Submarin verschlepptes tuffogenes Material findet sich möglicherweise in den pontischen Mergeln untergeordnet und in diffuser Verteilung. Indessen ist auch aus den im Pontischen der östlichen Südkarpathen häufigen Einschaltungen von sehr seichten Süsswasser- bis schwach brackischen Ablagerungen (öfter als dacisch angegeben) bis jetzt kein Tuffvorkommen bekannt geworden. Auch in den von WETZEL (15, pag. 148) beschriebenen Gesteinsproben fehlen tuffogene Komponenten im Gegensatz zu den mäotischen und dacischen Sedimenten vollständig. KREJCI erwähnt hingegen einen Tuff aus dem «Pont von Comănești» (15, pag. 182). Möglicherweise handelt es sich um die von TEISSEYRE beschriebenen mäotischen Tuffe (s. o.).

2. DACISCHE ANDESITTUFFE

Erst im Dacischen treten Andesittuffe gelegentlich wieder auf.

Ein solches Tuffvorkommen hat MURGOCI (19) von Grințulești in Oltenien beschrieben. Er stellte die etwa 1 m mächtige und auf etwa 100 m verfolgbare Tuffschicht in das obere Pontische (nicht in das Mäot, wie KREJCI (15, pag. 182) behauptet). Nach der heutigen stratigraphischen Gliederung wäre jedoch der von Süsswasser-Fossilien begleitete Tuff den dacischen Schichten zuzurechnen. Zur Erklärung des Tuffvorkommens nimmt MURGOCI, ähnlich wie PREDA für die Bacăuer Karpathen, vulkanische Manifestationen in der nächsten Umgebung an: aschenliefernde Eruptionsschlote, deren Existenz infolge Erosion und Sedimentbedeckung nicht mehr nachzuweisen ist. Auch hier dürfte jedoch das Vorkommen von den Andesiten der Hârghita herzuleiten sein. Vielleicht ist in diesem Falle auch an eine Herkunft aus dem siebenbürgischen Erzgebirge zu denken. Die Distanz beträgt im ersten Falle etwa 180 km, im letzteren etwa 150 km.

Institutul Geologic al României

PROTESCU (26 und 27) erwähnt einen Tuff aus der Valea Huipelor (Nenciulești, Jud. Buzău). Der Tuff bildet nach PROTESCU einige kleine Linsen im untersten Teil des Dacischen; er ist stark verunreinigt und durch die dacischen Gewässer von irgendwoher verfrachtet. Das Vorkommen steht wahrscheinlich in Beziehung zu dem infolge jüngerer Abrutschungen sehr schönen Aufschluss, der von Dr. G. PALIUC in dem der Valea Huipelor parallelen nächstnördlichen Seitentälchen beobachtet wurde und der weiter unten näher beschrieben wird.

Ein weiterer Tuff wurde von Dr. G. PALIUC am Dealul lui Ilie im obersten Teil der Valea Sărăției Monteoru aufgefunden. Er würde sich hier nahe der unteren Grenze der Dacischen Stufe befinden. Der Aufschluss ist indessen sehr undeutlich, und der stratigraphische und tektonische Verband nicht sicher festzustellen.

An der genannten Stelle (26, pag. 255) verweist PROTESCU auf das Vorkommen eines vermutlichen Tuffes im oberen Dacischen der Valea Budureasca, nördlich von Mizil, der als 20 cm mächtige Einlagerung in Lignit auftritt. Tatsächlich handelt es sich um eines der weiter unten näher beschriebenen Tuffvorkommen, die anlässlich einer geologischen Untersuchung im Gebiete von Ceptura-Călugăreni, ca 30 km NE von Ploești, aufgefunden wurden [1]). Eine vorläufige Mitteilung darüber hat STRECKEISEN (34) publiziert.

Die Vorkommen von Ceptura-Călugăreni werden auch in der eben erschienenen Arbeit von KREJCI und WETZEL erwähnt, wobei einige Gesteinsproben lithologisch näher beschrieben werden (15, pag. 24, 158, 159). Ausserdem erwähnt WETZEL zwei Blöcke von Glastuff aus der Valea Plopului bei Glodeni (15, pag. 158). Die Blöcke kommen aus dem Gehängeschutt, das Anstehende wurde nicht beobachtet. Möglicherweise stammt das Material aus dem in der Nähe auftretenden Helvet.

In den dacischen Sedimenten, speziell in den höheren Schichten, treten untergeordnet wieder eruptive Gesteinskomponenten auf, während sie im Levantin allmählich verschwinden (15, pag. 161, 167).

Aus dem Levantin sind bis jetzt keine Tuffvorkommen bekannt. Dies würde der Tatsache entsprechen, dass die Eruptionen Siebenbürgens in dieser Epoche bereits basaltischen Charakter haben. Basaltische Magmen liefern meist dünnflüssige Ergüsse und nur wenig Asche.

Die von WETZEL (15, pag. 166) vom Dealul Barzila (ca 20 km NNE Ploești) beschriebene Probe eines oberlevantinen (?) Sandes mit Beimengung jungvulkanischer Komponenten stammt aus einem tektonisch sehr intensiv gefalteten Gebiet. Das Dacische beisst in unmittelbarer Nähe steil

[1]) Der Bataafsche Petroleum Mij. sei an dieser Stelle für die gütige Erlaubnis zur Veröffentlichung dieser Mitteilungen unser Dank ausgesprochen.

Institutul Geologic al României

aus, und nur 500 m weiter nördlich beginnt die miozäne Serie. Bei der diskordanten Auflagerung des betreffenden Sandes und der Isoliertheit des Vorkommens scheint uns eine sekundäre Anreicherung aufgearbeiteten Tuffmaterials vorzuliegen.

II. DIE DACISCHEN TUFFE VON CEPTURA-CĂLUGĂRENI-NENCIULEȘTI

A) GEOLOGISCHE BESCHREIBUNG

Was die geologischen Verhältnisse des Gebietes von Ceptura-Călugăreni betrifft, verweisen wir auf die Profile und die geologische Karte von PREDA[1]), die wir auch für untenstehende Situationsskizze verwendeten. (Fig. 2).

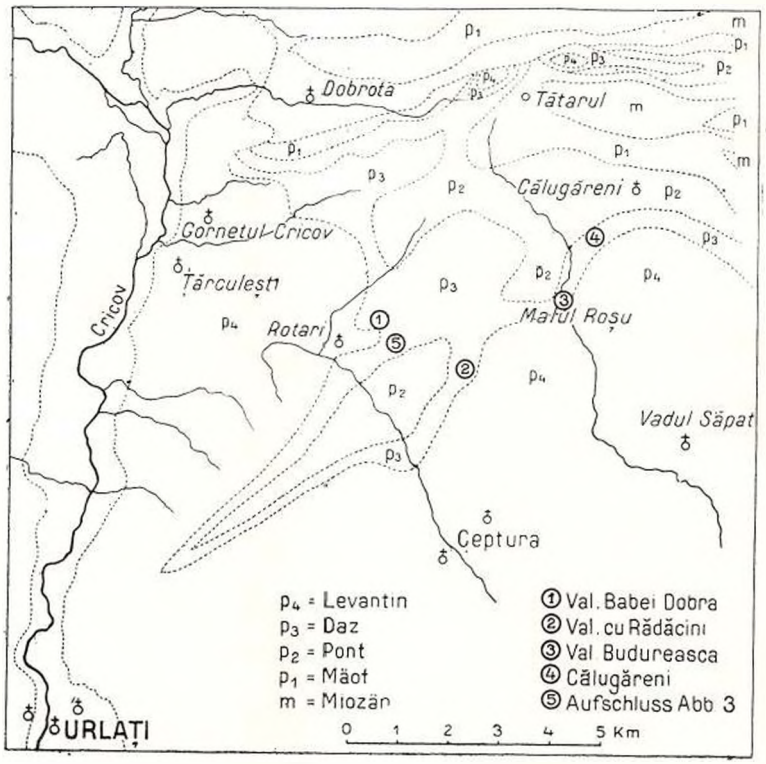


Fig. 2. — Geologische Skizze des Gebietes Ceptura-Călugăreni (nach D. M. PREDA).

Bis jetzt wurden hier vier Vorkommen beobachtet, die sich über eine Zone von 5 km Länge erstrecken. Ein Fundort liegt auf der Nordflanke,

[1]) D. M. PREDA, Geologia şi tectonica părţii de răsărit a jud. Prahova. *An. Inst. Geol. Rom.*, Vol. X, 1921—1924, pag. 1—82.

Institutul Geologic al României

drei liegen auf der Südflanke des Ostendes der Ceptura-Antiklinale. Diese geht hier gegen Osten über in die Südflanke des Aufbruches von Salzformation, der sich von Dobrota ostwärts über Udrești-Tătarul-Călugăreni zieht. Die Südflanke wird südlich von Călugăreni durch die normale Schichtfolge des Pliozäns (Mäotische, Pontische, Dacische, Levantine Stufe) gebildet. Südlich von Tătarul in der Valea Barbiu erscheint die Ceptura-Antiklinale als schwache flexurartige Schwelle, während weiter westlich, im Cepturatal, die Antiklinale als selbständige Struktur mit pontischem Kern und dacischer Nord- und Südflanke in Erscheinung tritt. Hier liegt, und zwar auf der Nordflanke, die westlichste Fundstelle.

Im Folgenden beschreiben wir von Westen nach Osten fortschreitend die Vorkommen vom Ceptura-Călugăreni und lassen dann dasjenige von Nenciulești folgen.

1. *Valea Babei Dobra.* 700 m ENE der Kirche von Rotari in einem südlichen Seitenzweig der Valea Babei Dobra, auf Höhe 280 [1]), kommt an einer etwa 1,5 m hohen, abrutschenden Böschung unter der Humusdecke folgendes Profil zum Vorschein:

0,5 m tonige lignitische Kohle.
0,2 m weisser, feinkörniger, zerreiblicher Tuff; die Schicht ist aufgelöst in einzelne Linsen und Brocken.
0,3 m tonige, lignitische Kohle.
0,5 m grauer, stark sandiger Mergel, im Liegenden mit Resten von Unionen und Melanopsis; darunter folgt ein mehr plattiger Lignit.

Der wenig ausgedehnte Aufschluss ist infolge von Abrutschungen aufgelockert, durchbewegt und mit Schutt durchsetzt; er dürfte gelegentlich durch abrutschende Schuttmassen gänzlich bedeckt werden. Die Lignite und die Fossilführung deuten auf dacische Schichten. Die dacisch-levantine Grenze ist nicht unmittelbar aufgeschlossen, verläuft aber ca 600 m östlich von Rotari und wenig westlich von unserm Tuffaufschluss. Der Tuff liegt also im obern Dacischen.

2. *Valea cu Mărăcini.* Der zweite gute Aufschluss befindet sich in einem kleinen nördlichen Seitentälchen der Valea cu Mărăcini, cca 200 m NNE Punkt 260 und etwa 1 km südlich von Malul Roșu. Hier ist im obern Teil einer steilen Böschung folgendes Profil zu sehen, wobei die Schichten mit etwa 10° nach Osten einfallen (Abb. 1):

0.2 m grauer sandiger Mergel.
0.2 m kohliger Mergel, auf den Schichtflächen häufig kleine Gipsrosetten.
0.2 m tonige, lignitische Kohle, z. T. erdig, z. T. blätterig.
0.15 m zerreiblicher weisser Tuff, feinkörnig, häufig mit Pflanzenabdrücken.

[1]) Die näheren Ortsangaben beziehen sich auf die topographische Karte 1 : 20.000 von Rumänien.

Institutul Geologic al României

0.3 m kohliger Mergel und mergelige erdige Kohle ; auf Klüften und Schichtflächen häufig pulverige, schwefelgelbe Beschläge und kleine Gipsrosetten ; in dünnen Schnüren und Linsen Zwischenlagen von Tuff. Darunter folgt ein dunkelgrauer, etwas kohliger Mergel.

Obwohl in diesen Schichten selbst keine Fossilien gefunden wurden, die beweisend wären für das dacische Alter, so ergibt sich doch die stratigraphische Stellung aus den Beobachtungen in der nächsten Umgebung. Im Liegenden des erwähnten Aufschlusses ist in dem von Malul Roșu gegen Süden sich erstreckenden Tal ein gutes dacisches Profil mit Ligniten, Porzel-

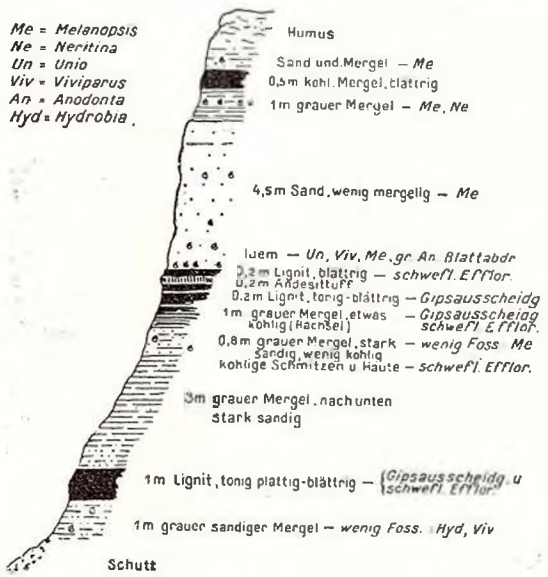


Fig 3. — Aufschluss der Valea Budurească.

laniten und dacischen Fossilsanden vorhanden. Die dacisch-levantine Grenze dürfte etwa 300 m östlich unseres Aufschlusses verlaufen, und der Tuff würde stratigraphisch etwa 100 m unter dieser Grenze liegen.

3. *Valea Budurească.* Der beste Aufschluss liegt in der Valea Budurească, 1,5 km östlich Malul Roșu, auf der linken Talseite, bei Punkt 234. Dieser Aufschluss wurde, wie schon bemerkt, von PROTESCU (26, pag. 255) kurz erwähnt. In dem grossen Abbruch ist eine etwa 12 m mächtige Schichtserie aufgeschlossen, die einen sehr guten Einblick gewährt (Abb. 2 und 4).

Zu dem obenstehenden Profil (Fig. 3) ist zu bemerken, dass die Grenzen Lignit-Mergel meist verwischt sind. Die Tufflage ist dagegen scharf begrenzt und in konstanter Mächtigkeit auf eine Distanz von über 20 m zu verfolgen. Der Tuff selbst bildet auch hier eine rein weisse, zerreibliche Masse, in der keine Vermengung mit den angrenzenden kohlig-mergeligen Sedimenten zu

Institutul Geologic al României

beobachten ist. Häufig sind dunkle Kriställchen zu erkennen, die das Gestein unregelmässig durchstäuben. Auffallend sind auch hier die auf einzelnen Schichtflächen der kohligen Sedimente angehäuften kleinen Gipsrosetten und die sie begleitenden, schwefelgelben, pulverigen Beläge nicht brennbarer Ausblühungen. Bei feuchter Witterung ist ein deutlich schwefliger Geruch festzustellen.

Der ganze Schichtkomplex streicht NE-SW und fällt mit 30° gegen SE ein. In der Südecke des Aufschlusses tritt ein Porzellanit zu Tage, der mit der obersten kohligen Schicht in Verbindung steht.

Etwa 40 m weiter südlich lässt sich nochmals ein kleiner Aufschluss in derselben Tuffschicht beobachten. Auch hier ist der Tuff begleitet von Ligniten und kohligen Mergeln; Fossilien sind nestartig gehäuft *(Unionen, Unio rumanus, Melanopsis, Neritina, Dreissensia polymorpha,* usw.*)*.

In der Valea Budurească und ihrem obern Teil, der Valea Barbiu, ist ein ausgezeichnetes Profil durch die normale Pontisch-Dacisch-Levantine Serie aufgeschlossen, sodass — abgesehen von den in unserem Aufschluss beobachteten, schlecht erhaltenen Fossilien, den Ligniten und dem Porzellanit, — kein Zweifel an der stratigraphischen Stellung des Tuffes bestehen kann. Die dacisch-levantine Grenze wurde cca 200 m weiter südlich am östlichen Bachufer festgestellt. Hier treten über sandigen Mergeln mit mehreren Lignitlagen und Fossilschichten (Unio, stark bifarcinate Viviparen, grosse Anodonten, Neritinen, usw.) die ersten typischen levantinen Landschneckenmergel auf. Der Tuff liegt demnach etwa 120 m unter dieser Grenze.

4. *Călugăreni.* Ein weiteres Tuffvorkommen wurde 250 m südöstlich Punkt 402 von Călugăreni beobachtet. Hier zieht sich über einen Weg ein Ausbiss von kohligen Mergeln und mergeligem Lignit und einer zwischenlagernden, etwa 15 cm mächtigen Tuffschicht. Der Tuff zeigt makroskopisch dieselben Eigenschaften wie die schon erwähnten Vorkommen; auch hier sind kleine Kriställchen dunkler Gemengteile zu erkennen. Im kohligen Mergel treten dieselben schwefelgelben Beschläge auf.

Der Aufschluss liegt unmittelbar im Weg und ist daher nicht sehr deutlich; die Schichten fallen mit etwa 15° nach SE, und der Tuff dürfte auch hier etwa 120 m unter der dacisch-levantinen Grenze liegen.

Es sei hier noch erwähnt, dass in den obersten 150 m des Weges, der von Malul Roşu im Dacischen ostwärts gegen die Valea Budurească hinunterführt, — also zwischen Aufschluss 2 und 3 — zwei Tuffbrocken gefunden wurden, die auf ein weiteres Vorkommen in der Nähe deuten. Das Anstehende konnte jedoch nicht entdeckt werden.

5. *Nenciulești.* Das von Dr. G. Paliuc aufgefundene Tuffvorkommen von Nenciulești (Abb. 3) liegt auf Höhe 280 im Seitentälchen, das sich etwa 700 m nördlich der Mündung der Valea Huilele (=Valea Huipelor) gegen

Institutul Geologic al României

die Valea Sărăţiei öffnet. Wie schon bemerkt, ist das Vorkommen mit dem von PROTESCU (26 und 27) erwähnten, weiter südlich gelegenen Aufschluss nicht identisch, dürfte aber wohl damit in Verbindung zu bringen sein; der Abstand beider Vorkommen würde nur etwa 400 m betragen.

Der Tuff liegt im Dacischen der Südostflanke der Antiklinale von Ciuhoiu-Monteoru. Sie ist in diesem Abschnitt kräftig überkippt und fällt mit etwa 50° gegen NW ein. Die Mächtigkeit der pontischen und dacischen Schichten ist von etwa 800 m auf höchstens 200 m reduziert. Die genaue stratigraphische Stellung des Tuffes ist daher schwer anzugeben. Er liegt jedenfalls im Bereich dacischer Lignite und sehr nahe der dacisch-levantinen Grenze. PROTESCU stellt seinen Tuff ins untere Dacische.

Der Aufschluss wird gebildet von einer grossen Ausbruchsnische eines rezenten Erdschlipfes, der auch jetzt noch in Bewegung ist, und dem noch vor wenigen Jahren einige Bauernhäuschen zum Opfer fielen. Von der etwa 60 m weiten Nische zieht sich der schmale Erdschlipf nach Art eines Gletschers auf eine Länge von etwa 500 m nach SE bis zum Haupttal.

Im Ausbruchskessel ist folgendes Profil zu beobachten:

	mürber Sand mit Unionenbank (stratigraphisch oben).
4 m	graue, etwas sandige Mergel, im Liegenden etwas kohlig.
0.05 m	Fossilbank mit bifarcinaten Viviparen, Melanopsis, Theodoxus (conf. *Th. licherdopoli* STEF.) und Unionen.
1 m	grauer, z. T. sandiger Mergel.
0.02—0.03 m	gelbgrauer Tuff, öfters mit rötlichen Flecken, ziemlich hart.
0.05—0.3 m	blättriger Lignit.
0.3 m	weisser bis schwach bräunlicher Tuff, bisweilen durchstäubt von dunkeln Gemengteilen, zerreiblich, mit Pflanzenresten.
0.3 m	blättriger, z T. mergeliger Lignit mit schwefelgelben Ausblühungen und kleinen Gipsrosetten.
2 m	mürber Sand.
0.05—0.1 m	lignitische Mergel mit Viviparus, Melanopsis, Theodoxus und Unio, (stratigraphisch) darunter graue bis bräunliche sandige Mergel.

Das ganze Profil dürfte noch dem Dacischen angehören, jedoch nahe an der dacisch-levantinen Grenze liegen. Es lässt sich nicht ohne weiteres entscheiden, ob das dünne obere Tuffbändchen und die untere konstantere Lage derselben Schicht angehören, in welcher der zwischenlagernde Lignit eine linsenartige Einschwemmung darstellen würde (schwankende Mächtigkeit!). Auch wäre denkbar, dass das obere Bändchen umgelagertes Material der unteren Schicht darstellt.

B) PETROGRAPHISCHE BESCHREIBUNG

Die Tuffe der Gegend von Ceptura-Călugăreni und von Nenciulești sind sehr feinkörnig und nur wenig verkittet, sodass sie meist bröckelig zerfallen und sich leicht in ein feines Gesteinsmehl zerreiben lassen. Sie

Institutul Geologic al României

besitzen rein weisse bis hellgraue Farbe, wodurch sie in grösseren Aufschlüssen als leicht erkennbare Einlagerungen auffallen (Abb. 1—4); zuweilen sind sie auch durch limonitische Lösungen leicht gelblich bis bräunlich gefärbt. Häufig enthalten sie pflanzliche Reste.

Schon von blossem Auge oder mit der Lupe lassen sich oft kleine schwarze Punkte erkennen, die sich unter dem Mikroskop als Kristallfragmente von Hornblenden und Pyroxenen erweisen. Die viel häufigeren Feldspatkristalle treten in der Regel makroskopisch nicht hervor, da sie die gleiche Farbe besitzen wie die sie umgebende Grundmasse. Nur im Tuff der Valea Budurească mit seinen etwas grösseren Kristallpartikelchen machen sich die Feldspäte manchmal durch ein leichtes Glitzern bemerkbar. Selbst in einem und demselben Gestein sind die Kristallteilchen nicht gleichmässig verteilt, sondern häufig lagenartig oder nesterweise angereichert. Die Grösse der Kristallteilchen wechselt von Ort zu Ort, ohne jedoch 0,5 mm zu übersteigen. Auch das Verhältnis der hellen zu den dunkeln Gemengteilen ist gewissen Schwankungen unterworfen.

Mikroskopisch untersucht wurden die Tuffe der oben beschriebenen Vorkommen 2 (Valea cu Mărăcini), 3 (Valea Budurească), 4 (Călugăreni) und 5 (Nenciulești).

Die verschiedenen Gemengteile wurden, soweit ihre Grösse es gestattete, am Drehtisch eingemessen, wobei die Feldspäte vorzugsweise nach den Tafeln von Lit. 30 interpretiert wurden. Da die verschiedenen Vorkommen trotz vielen gemeinsamen Zügen gewisse Verschiedenheiten aufweisen, sollen sie getrennt besprochen werden. Die Belegstücke befinden sich im Naturhistorischen Museum der Stadt Basel.

1. *Tuff der Valea Budurească.* Dieser Tuff zeichnet sich durch ein sehr reichliches Auftreten von Kristallfragmenten aus, die in einzelnen Nestern bis mehr als 60% der Gesteinsmasse ausmachen. Zudem sind die Kristallteilchen verhältnismässig gross (bis zu 0,5 mm).

In einer isotropen Grundmasse trifft man vorwiegend Plagioklas, dann in abnehmender Reihenfolge braune Hornblende, Hypersthen, Augit und Magnetit. Die Hornblende überwiegt über die Pyroxene, und unter diesen wierderum der Hypersthen über den Augit. Quarz wurde nicht beobachtet. Ungefähre Mengenverhältnisse: Grundmasse 35%, Plagioklas 50%, Hornblende 8%, Hypersthen 4%, Augit 2%, Magnetit 1%. Die von WETZEL (15, pag. 158) aus dem gleichen Gestein erwähnten Orthoklase dürften wohl auf einem Irrtum beruhen.

Die Kristallfragmente besitzen meist unregelmässig eckige Form; zuweilen sind sie teilweise, aber nie vollständig kristallographisch umgrenzt; so besonders die prismatisch ausgebildeten Hornblenden und Pyroxene, seltener der Plagioklas. Die grössten Teilchen erreichen Dimensionen von

Institutul Geologic al României

0,3—0,4 mm; schmale Hornblendeprismen können bis 0,5 mm lang werden (Abb. 5 und 6).

Der Plagioklas bildet isometrische oder gestreckte Körner, die infolge ihrer ziemlich hohen Lichtbrechung aus dem niedrig brechenden Gesteinsglas gut hervortreten. Er ist stets frisch und zeigt keinerlei Umwandlungserscheinungen; bisweilen führt er kleine tropfenartige Einschlüsse von bräunlichem Gesteinsglas. Er besitzt gute Spaltbarkeit nach (001) und häufig einen deutlichen Zonarbau. Zwillingsbildungen sind verbreitet; meist bestehen sie aus zwei Individuen und sind manchmal durch einspringende Winkel deutlich als Wachstumszwillinge charakterisiert; mehr untergeordnet finden sich auch polysynthetische Zwillinge. Zwillingsebene ist in den allermeisten Fällen (010), nur ausnahmsweise (001) oder die Periklinebene. Am Drehtisch konnten mit Sicherheit die folgenden Zwillingsgesetze bestimmt werden: Albit fünfmal, Komplex Albit-Karlsbad viermal, Karlsbad dreimal, Periklin zweimal. Die relative Häufigkeit der Gesetze Karlsbad und Komplex Albit-Karlsbad stimmt mit den von G. Paliuc (22) und E. Wenk (39) an Andesiten des siebenbürgischen Beckens gemachten Beobachtungen überein.

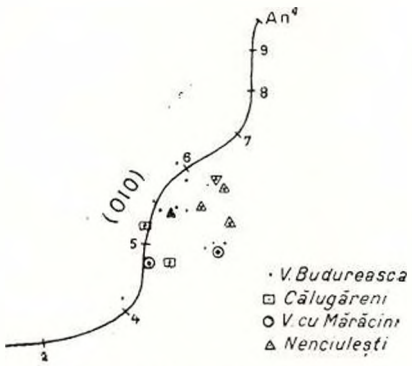


Fig. 4. — Pole von (010) im Fedorow - Nikitin - Diagramm im Vergleich mit der Migrationskurve nach Reinhard (Lit. 30, Tafel 2).

Der Plagioklas konnte in den meisten Fällen als Labrador von 55 — 60% An interpretiert werden; basischere Kerne führten auf 60—70% An. In vereinzelten Fällen wurden Feldspäte mit einem An-Gehalt von 40—50% festgestellt; ob es sich dabei um saurere Randpartien derselben Feldspäte oder um Feldspäte anderer Abkunft handelt, liess sich nicht entscheiden. Eine Projektion der Flächenpole (010) in das nach den optischen Vektoren orientierte Fedorow-Nikitin-Stereogramm (Lit. 30, Tafel 2) bestätigte die von G. Paliuc und E. Wenk gemachte Erfahrung, dass die Flächenpole oft ziemlich weit von der Migrationskurve entfernt sind, auch wenn die Feldspäte selbst gut eingemessen werden konnten (Fig. 4). Auch beim Axenwinkel 2V, der in der Regel zwischen + 76° und + 83° schwankt, zeigten sich in einzelnen Fällen gewisse Abweichungen, die aber keinerlei Gesetzmässigkeit ergaben.

Die braune basaltische Hornblende ist stets frisch und zeigt keine Umwandlungserscheinungen, auch nicht die in den Andesiten Siebenbürgens so häufigen Opazitränder. Sie besitzt kräftigen Pleochroismus: $n\alpha$ = schmutzig gelbbraun, $n\beta$ und $n\alpha$ = dunkelbraungrün. Sie zeigt die normale optische Orientierung mit b = $n\beta$ und c : $n\gamma$ = 9—11°. Der Axenwinkel beträgt—75°.

Institutul Geologic al României

Es handelt sich also um eine basaltische Hornblende, wie sie in den Andesiten Siebenbürgens recht häufig vorkommt.

Der Hypersthen ist durch den gewöhnlichen Pleochroismus von $n\alpha$ = rötlich zu $n\gamma$ = blassgrün und die gerade Auslöschung in den Schitten der Prismenzone gekennzeichnet. Sein Axenwinkel beträgt — 59—60°.

Der auftretende Augit ist ein gewöhnlicher Augit von blassgrüner Farbe und schwachem Pleochroismus mit der Auslöschung $c : n\gamma = 46°$.

Die Grundmasse besteht aus Aschenteilchen von 0.02—0.03 mm Grösse, die die charakteristische splittrige Form mit konkav begrenzten Umrissen besitzen. Sie sind vollkommen isotrop und haben geringere Lichtbrechung als Kanadabalsam. Zwischen den Aschenteilchen ist häufig eine limonitische Substanz abgelagert worden, die der Grundmasse in einzelnen Flecken ein bräunliches Aussehen verleiht.

Hie und da finden sich unregelmässige limonitische Massen, die von Höfen fein verteilter limonitischer Substanz umgeben werden. Ob dieselben als Absätze limonitischer Lösungen an Ort und Stelle zu deuten oder durch Umwandlung aus Eisenoxyden oder Pyrit entstanden sind, lässt sich nicht entscheiden. Immerhin ist darauf aufmerksam zu machen, dass fein verteilte Eisenerze gerade in den Andesiten der südlichen Hârghita eine grosse Rolle spielen und die dort so häufige rötliche Färbung der Andesite verursachen.

Von Biotit wurden keine Kristallfragmente beobachtet. Hingegen wurde in einem Fall ein 0.2—0.3 mm grosses, bräunliches Gesteinskorn angetroffen, das neben Feldspat viele Biotitschüppchen von 0.02—0.05 mm Grösse, rotbrauner Farbe und kräftigem Pleochrosmius führte.

Hin und wieder beobachtet man parallelfaserige Aggregate eines farblosen Minerals, dessen Brechungsindex deutlich höher als der des Kanadabalsams, aber etwas geringer als der des Labradors ist; unter gekreuzten Nicols zeigen die spindelartig sich ablösenden Fasern bei positiver Hauptzone eine Auslöschung von 7—9°. Stets werden diese Bildungen von einer schmalen Zone limonitischer Substanz umgeben. Bald besitzen sie die Form länglicher Röhren, bald auch rundliche Gestalt mit randlichen Scheidewänden. Nach der Ansicht von Dr. M. Reichel handelt es sich jedenfalls um pflanzliche Reste, die aber nicht genauer bestimmt werden können; sie erinnern etwas an Querschnitte durch Stengel und Früchte von Characeen. Die Füllmasse dieser Pflanzenreste dürfte aus einer Kieselsäuremodifikation bestehen (Quarzin?).

Endlich wurde in einem Falle auch ein tropfenartig zusammengesetztes, isotropes Gebilde von der Lichtbrechung des Feldspats angetroffen, wie solche im Tuff der Valea cu Mărăcini häufig vorkommen.

2. *Tuff von Călugăreni.* Dieser Tuff unterscheidet sich von dem soeben besprochenen wesentlich nur durch das spärlichere Auftreten der hier meist bedeutend kleineren Kristallfragmente.

Institutul Geologic al României

Die doppelbrechenden Gemengteile sind wiederum dieselben: Plagioklas (Andesin-Labrador vom 45—55% An) herrscht vor, dann folgen braungrüne Hornblende, Hypersthen und Augit sowie Magnetit. Die Grösse der Kristallteilchen schwankt meist zwischen 0.05 und 0.12 mm; doch tritt gerade der Feldspat noch in vielen sehr kleinen Körnchen (0.01—0.03 mm) auf, die nur schwach polarisieren, sodass der Gehalt an deutlich anisotropen Gemengteilen bedeutend grösser ist, als es auf den ersten Blick scheint.

Die Grundmasse ist sehr frisch und besteht vorwiegend aus isotropen Aschenteilchen von 0.02—0.03 mm Grösse und negativem Relief; diese zeigen die gewohnten, häufig konkav eingebuchteten Umrisse. Sehr reichlich sind in der Grundmasse kleine farblose, oft gut kristallographisch umgrenzte, aber isotrope Körnchen von 0.04—0.10 mm Grösse vertreten, die selbst gegenüber der Grundmasse deutlich negatives Relief aufweisen und durch eine körnelige Innenstruktur leicht bräunlich erscheinen; bisweilen enthalten sie höher lichtbrechende Reste von optisch anisotroper Feldspatsubstanz. Ähnliche Bildungen trifft man in noch viel grösserem Ausmass im Tuff der Valea cu Mărăcini. Diffus verteilte limonitische Substanzen fehlen, doch finden sich hie und da limonitische Anreicherungen, die meist recht gut umgrenzt sind.

Ungefähre Mengenverhältnisse: Grundmasse und isotrope Gemengteile 80, Plagioklas 17, Hornblende 1.1, Magnetit 0.9, Hypersthen 0.7, Augit 0.3%.

3. *Tuff der Valea cu Mărăcini.* Dieser Tuff ist durch einige eigenartige Erscheinungen gekennzeichnet, die als Ergebnis einer Aufschmelzung gedeutet werden. Untersucht man den Tuff unter dem Mikroskop ohne Analysator (Abb. 7), so beobachtet man in einer feinkörnigen Grundmasse, die nicht mehr als 55% der gesamten Gesteinsmasse einzunehmen scheint, eine grosse Anzahl von Kristallfragmenten meist von 0.15—0.25 mm Grösse, unter denen die Feldspäte vorzuherrschen scheinen, während Hornblende und Magnetit zurücktreten. Ausserdem fallen Agglomerationen tropfenartiger Gebilde auf, die in ihrer äusseren Form an Insekteneier oder Fischrogen erinnern.

Schaltet man den Analysator ein, so ist man nicht wenig erstaunt über den geringen Gehalt an doppelbrechenden Mineralien, der kaum 10% erreichen dürfte. Nicht nur verhalten sich die tropfenartigen Bildungen vollkommen isotrop, auch der grösste Teil der feldspatähnlichen Teilchen bleibt beim Drehen zwischen gekreuzten Nicols vollkommen dunkel.

Die interessantesten Gemengteile sind die feldspatartigen Mineralien, die — ob anisotrop oder isotrop — in durchaus gleicher Weise ausgebildet sind. Bald zeigen sie unregelmässig eckige Umrisse, bald sind sie gut kristallographisch umgrenzt. Zonarbau und Spaltbarkeit sind deutlich erkennbar und in der Regel bei den isotropen Körnern noch besser ausgebildet als bei den anisotropen. Sehr häufig beobachtet man Übergänge von anisotrop zu isotrop, insbesondere anisotrope Reste in isotroper Substanz.

Institutul Geologic al României

Die anisotropen Feldspäte (Plagioklase) zeigen das gewöhnliche Verhalten. Sie besitzen ziemlich hohe Lichtbrechung, normale Doppelbrechung und sind in üblicher Weise verzwillingt. Aus den wenigen Bestimmungen, die am Drehtisch ausgeführt werden konnten, ergab sich eine Zusammensetzung von 45—55% An bei Verzwillingung nach dem Albit- und dem Karlsbadergesetz. Die Messungen stimmten recht ordentlich, und auch der Axenwinkel zeigte nur unerhebliche Abweichungen [1]).

Die isotropen Körner sind in zweierlei Form ausgebildet. Die eine Form bildet homogene farblose Körner von positivem Relief und hoher Lichtbre-

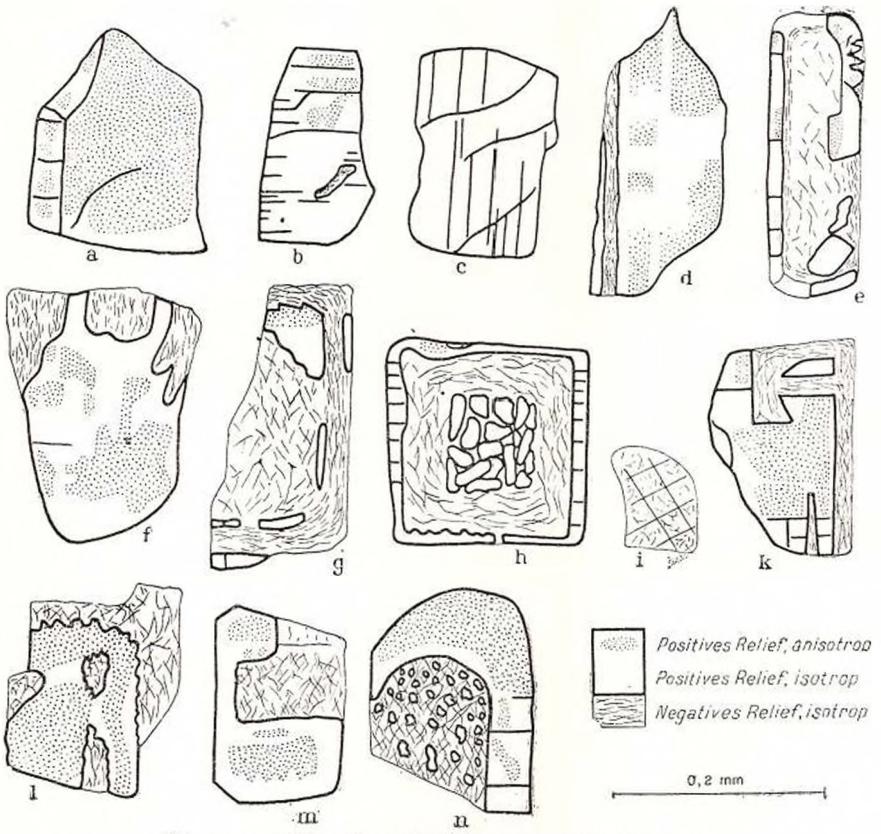


Fig. 5. — Feldspäte mit Resorptionserscheinungen.

chung, die nur um sehr wenig geringer ist als die der anisotropen Feldspäte. Überhaupt unterscheidet sie sich von diesen letzteren wesentlich nur durch

[1]) WETZEL (15, pag. 159) gibt auch von diesem Gesteine eine kurze Beschreibung und erwähnt, dass « die Feldspäte (namentlich Kalifeldspäte) stärker zersetzt » seien. Auch hier dürfte wohl ein Irrtum vorliegen. In den von uns gesammelten Proben wurde kein Kalifeldspat angetroffen. Auch in den vielen von uns untersuchten Andesiten der südlichen Hârghita haben wir nie Kalifeldspat getroffen.

Institutul Geologic al României

das Fehlen der Doppelbrechung. Die zweite Form zeigt hohes, aber negatives Relief; ihr Brechungsindex ist sogar kleiner als der der Aschenteilchen, so dass auch die isotropen Körner der zweiten Form deutlich aus der Grundmasse hervortreten. Sie sind von vielen schmalen Rissen durchzogen und erscheinen wie aus vielen kleinen Körnchen zusammengesetzt, sodass sie — obwohl farblos — infolge der Lichtbrechungsverhältnisse ein bräunlich bestäubtes Aussehen erhalten. Da die isotropen Teilchen beider Typen häufig gute kristallographische Umgrenzung und selbst Spaltbarkeit und Zonarbau aufweisen, so darf angenommen werden, dass sie aus gewöhnlichen Feldspäten entstanden sind und wahrscheinlich sogar aus umgelagerter Feldspatsubstanz bestehen (Abb. 8 und 9, Fig. 5, b.c.h.i).

Dies scheint umsomehr der Fall zu sein, als die isotrope Substanz mit der normalen Feldspatsubstanz durch allmähliche Übergänge verbunden ist. Häufig beobachtet man anscheinend einheitliche Kristalle von positivem Relief, von denen zwischen gekreuzten Nicols oft nur ein kleiner Teil polarisiert. Die doppelbrechende Substanz bildet manchmal zusammenhängende Massen (Fig. 5, a.k), häufiger aber ist sie in kleine Flecken und Fetzen aufgelöst (b.f.m); bisweilen dringt die isotrope Substanz längs Spaltrissen ins Innere der anisotropen vor und sucht dieselbe in mehrere Teile zu zerlegen (a.b); manchmal ist sie von der positiv isotropen Substanz scharf abgegrenzt (k.m), manchmal geht sie allmählich in sie über (d). Die doppelbrechenden Flecken und Fetzen eines Kristalls besitzen — abgesehen von Zwillingsbildungen und Zonarbau — stets gemeinsame Auslöschung. Es entsteht so der Eindruck, dass die anisotrope Feldspatsubstanz nach aussen hin in die positiv isotrope Substanz umgewandelt worden ist, wie dies z. B. als Folge beginnenden Schmelzens hätte geschehen müssen.

Ebenso bestehen Übergänge von der positiv isotropen zur negativ isotropen Substanz. Im allgemeinen tritt die letztere mehr randlich auf (Fig. 5, f.k.l). In der Regel grenzt auch die anisotrope nicht direkt an die negativ isotrope Substanz, sondern geht durch Vermittlung einer manchmal nur schmalen Zone von positiv isotroper Substanz in sie über. Es hat so den Anschein, als stelle die negativ isotrope Substanz ein etwas späteres Aufschmelzungsstadium dar. Hingegen beobachtet man auch sehr häufig, dass die negativ isotrope Substanz gerne in bestimmten Zonen des Feldspats auftritt, während benachbarte Zonen gleichmässig positives Relief besitzen (h.l). Es kann selbst der Fall eintreten, dass das Zentrum eines Kristalls von negativ isotroper Substanz gebildet wird, während sich am Rand eine mehr oder weniger schmale Zone positiv isotroper Substanz mit anisotropen Resten befindet (e.g.n). Solche Zonen negativ isotroper Substanz haben ein ähnliches Aussehen wie die von G. PALIUC (22) beschriebenen Einschlusszonen: « Die Glaseinschlüsse finden sich im allgemeinen in bestimmten Teilen des Wirtkristalls angehäuft und rufen dort eine Trübung des Feldspats hervor; das Aus-

Institutul Geologic al României

sehen solcher Teile ähnelt dem der Grundmasse. In den meisten Fällen ist die Feldspatsubstanz in den einschlussreichen Teilen selbst nicht homogen; zwischen gekreuzten Nicols beobachtet man leicht, dass sie sich aus manchmal scharf begrenzten saureren und basischeren Teilchen zusammensetzt ». Die Natur der negativ isotropen Substanz ist nicht ganz leicht zu deuten. Glaseinschlüsse des ursprünglichen Feldspats mögen daran beteiligt sein, besonders wo die negativ isotrope Substanz zonar im Feldspat auftritt. Aber in vielen Fällen scheint auch eine weitere Aufschmelzung der positiv isotropen Substanz stattgefunden zu haben, wobei dieselbe in eine Anzahl kleiner Körnchen aufgelöst wurde, die von Glaspartikelchen umgeben sind. Es ist möglich, dass die Zonen vorwiegend negativ isotroper Substanz etwas saurere Zusammensetzung besassen und daher von der Aufschmelzung etwas früher und stärker betroffen wurden. Möglicherweise wurde bei der weiteren Aufschmelzung die Feldspatsubstanz in negativ isotropes Gesteinsglas umgewandelt. Jedenfalls ist darauf aufmerksam zu machen, dass auch die negativ isotrope Substanz stets scharf von der Grundmasse abgegrenzt ist und nie allmählich in sie übergeht.

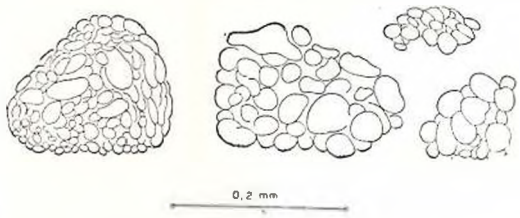


Fig. 6. — Tropfenartige Agglomerationen, vermutlich aus aufgeschmolzener Feldspatsubstanz bestehend.

Die tropfenartigen Gebilde, die zu insekteneierähnlichen Agglomerationen vereinigt sind (Abb. 9 und 10, Fig. 6), sind vollkommen isotrop und farblos, besitzen homogenes Aussehen und eine ähnlich hohe Lichtbrechung wie die positiv isotrope Feldspatsubstanz. Relikte anisotroper Substanz fehlen. Es dürfte sich bei diesen Bildungen um eine Vereinigung der durch die Aufschmelzung der Feldspäte entstandenen Mineraltropfen handeln, die durch plötzliche Abkühlung in diesen tropfenartigen Aggregaten erstarrten.

Unter den Mineralgemengteilen trifft man ferner Fragmente von grünbrauner und grüner Hornblende sowie Körner von Magnetit, die bald kristallographisch umgrenzt, bald auffällig gerundet sind. Doch treten sie gegenüber dem Feldspat stark zurück. Pyroxene wurden nicht beobachtet. Häufig treten auch gut umgrenzte limonitische Massen auf.

Die Grundmasse besteht wiederum aus isotropen Aschenpartikelchen von negativem Relief; sie ist stellenweise durch diffus verteilte limonitische Substanz etwas bräunlich gefärbt.

Von besonderem Interesse sind einige weitere Gemengteile, die allerdings nur ganz vereinzelt angetroffen wurden. Es handelt sich dabei gleichfalls um eckig umgrenzte Körnchen, deren Grösse zwischen 0.10—0.25 mm schwankt. So wurden in mehreren Fällen Quarzkörnchen festgestellt; in

Institutul Geologic al României

einem Fall fanden sich darin lange nadelförmige Einschlüsse eines pleochroitischen Minerals, wahrscheinlich Rutil; in einem andern Fall enthielt der Quarz Flüssigkeitstropfen. In zwei Fällen wurden Gesteinskörner von 0.15 mm Grösse angetroffen; das eine bestand aus Körnchen von Quarz und Feldspat, das andere nur aus solchen von Quarz; es dürfte sich also um Splitterchen von Arkosen und Quarziten handeln. Ein anderes Korn von 0.25 mm Grösse führte schmutzig grünbraunen Biotit, Quarz und etwas Feldspat. Die genannten Körner besitzen wohl alle einen nicht-vulkanischen Ursprung; entweder sind sie bei der Eruption von den Schlotwänden mitgerissen worden, oder sie wurden durch die gleichen Winde von Sediment- oder Grundgebirgs-Aufschlüssen hergetragen, die in der Vulkangegend, auf dem Wanderungswege oder im Ablagerungsgebiet zur Zeit der Eruption zufällig entblösst waren. Etwas anderer Herkunft scheint ein vereinzeltes Korn von 0.25 mm Grösse zu sein, das viele kleine rotbraune Biotitschüppchen, Magnetitkörnchen sowie isotrope, stark lichtbrechende Nädelchen und Körnchen (Feldspatsubstanz?) enthält.

Ungefähre Mengenverhältnisse: Grundmasse 55%, isotrope Feldspatsubstanz (incl. Tropfenaggregate) 35%, anisotrope Feldspatsubstanz 7%, Hornblende 1%, Magnetit 1%, Limonit 1%.

4. *Tuff von Nenciulești.* Der Tuff von Nenciulești besteht in seiner unteren, mächtigeren Lage aus einem weissen, bisweilen leicht gelblich bis bräunlich gefärbten feinkörnigen Gestein, in dem mit der Lupe kleine schwarze Punkte und Stäbchen (Hornblendekristalle) erkennbar sind. In einer vorwiegend isotropen, nur wenig zersetzten Grundmasse liegen sehr reichlich Kristallfragmente, deren Grösse zwischen 0.1 und 0.4 mm schwankt. Unter ihnen überwiegt der Plagioklas, ein Labrador von 55—60% An, oft zonar gebaut mit basischerem Kern; sein Axenwinkel beträgt $+77°$—$+78°$. Der Plagioklas ist stets frisch und häufig nach dem Albit- und Karlsbader Gesetz verzwillingt. Manche Kristalle zeigen zahlreiche kleine runde Glaseinschlüsse (mit negativem Relief), andere sind frei von solchen; in wieder ander n sind die Einschlüsse auf den Kern oder auf einzelne Zonen beschränkt. Ein Unterschied in der Zusammensetzung oder in der Lage der Indikatrix bei Kristallen mit und ohne Glaseinschlüsse konnte nicht festgestellt werden. Neben dem Plagioklas tritt reichlich eine rein bis schmutzig grüne, häufig etwas ins Bräunliche übergehende Hornblende auf. Fragmente von Augit sind sehr selten. Hypersthen wurde nicht angetroffen, ebensowenig Quarz. Hingegen beobachtet man oft kleinere und grössere Erzkörner sowie konkretionäre Bildungen limonitischer Substanz. Hie und da finden sich isotrope tropfenartige Agglomerationen, bisweilen mit Erzkörnern untermischt. In der fast isotropen, meist stark bräunlich gefärbten körneligen Grundmasse liegen viele kleine Aschenteilchen mit konkaver Umgrenzung und negativem Relief.

Institutul Geologic al României

Ungefähre Mengenverhältnisse: Grundmasse 50%, Plagioklas 40%, Hornblende 7%, Erz 3%. Dieser Tuff wurde analysiert (vgl. Seite 431).

Die obere, dünne Tufflage stimmt mit dem eben beschriebenen Gestein im wesentlichen überein; sie unterscheidet sich von ihm hauptsächlich durch ein noch stärkeres Zurücktreten der Grundmasse (cca 40%). Diese erscheint häufig von limonitischen Substanzen infiltriert und zementiert, sodass das Gestein dann ein braunrotes Aussehen gewinnt. Als Kristallfragmente treten auf Plagioklas (überwiegend), braungrüne Hornblende ($n\gamma$ =grün, $n\beta$=bräunlich, $n\alpha$ =hellgrün) und Erz, selten Augit. Der Plagioklas ist ein saurer Labrador von 55—60% An mit basischerem Kern (70—75% An). Isotrope tropfenartige Agglomerationen treten sehr reichlich auf; die einzelnen Tropfen besitzen rundliche oder längliche Form oder sind gar zu langen, manchmal gebogenen und verdrehten Fäden ausgezogen; bisweilen enthalten diese Agglomerationen wohlumgrenzte Plagioklaskristalle und Erzkörner. Nicht selten kommen auch kleine Andesitbruchstücke vor, deren Grundmasse aus mehr oder weniger limonitisch zersetzter glasiger Substanz, zuweilen sogar ganz aus Plagioklasmikrolithen und Erzkörnchen besteht. Angesichts der guten petrographischen Übereinstimmung kann kein Zweifel daran sein, dass diese obere Tufflage der unteren völlig entspricht, von der sie auch nur durch das Lignitband getrennt ist; man könnte sehr wohl, wie schon im geologischen Teil erwähnt, von einem einzigen Tuff reden.

C) CHEMISCHE ZUSAMMENSETZUNG

Eine chemische Analyse des Tuffs der Valea Budurească, die

	a	*b*
SiO_2	58.64	59.27
TiO_2	0.88	0.60
Al_2O_3	17.81	17.07
Fe_2O_3	2.60	0.93
FeO	1.55	1.95
MnO	Sp	0.05
MgO	0.24	0.80
CaO	7.95	5.75
Na_2O	3.12	3.08
K_2O	1.85	1.74
P_2O_5	0.81	0.83
H_2O+	3.96	5.16
H_2O-	0.76	0.66
CO_2	0.00	n. b.
	100.17	100.03 [1]

Molekularwerte nach NIGGLI

	a	*b*
si	219	249
al	39	42
fm	13.5	15
c	31.8	26
alk	15.7	17
k	.28	.27
mg	.10	.33
c/fm	2.36	1.73
qz	+ 56	+ 92

Molekularnorm nach NIGGLI

a

Q	22.19		
Or	11.05	Fsp 68.84	Sal 91.03
Ab	28.36		
An	29.43		
Di	3.16		Fem 6.46
Wo	1.00		
Mt	2.30		
Ap	1.74		Acc 2.51
Rut	0.77		

Normativer Feldspat: $Or_{16}\ Ab_{41}\ An_{43}$
Normativer Plagioklas: $Ab_{49}\ An_{51}$
SiO_2 (ohne H_2O auf 100% berechnet):
a: 61.43 *b:* 62.91

[1]) mit 0.19 BaO, 0.11 SrO, 0.11 Li_2O, 0.76 SO_3, 0,01 selt. Erden, 0,97 organ. Subst.

Institutul Geologic al României

von Dr. P. Bearth im Mineralogisch-Petrographischen Institut der Universität Basel ausgeführt wurde, ergab das vorstehend unter *(a)* verzeichnete Resultat. Zum Vergleich fügen wir unter *(b)* die Werte bei, die Fräulein Dr. M. Bendig bei der Analyse des gleichen Gesteins erhielt (15, pag. 159).

Bis auf den Kalkgehalt stimmen die beiden Analysen recht gut überein; der beträchtliche Unterschied im CaO findet seine Erklärung, wenn man bedenkt, dass das Gestein nicht völlig homogen ist, sondern die Kristallfragmente (besonders Plagioklase) nesterweise angereichert enthält. Einer solchen Anreicherung entspricht die Analyse *(a)*.

Seinem Chemismus nach würde das Gestein am ehesten zum andesin- bis labradorfelsitischen Magmentypus zu stellen sein, der durch starkes Überwiegen von *c* über *fm* bei mittlerem *si* gekennzeichnet ist:

		si	*al*	*fm*	*c*	*alk*	*k*	*mg*	*c/fm*	*qz*
Andesittuff V. Budurească . . .	*a*	246	42	15	26	17	.27	.33	1.37	+92
	b	219	39	13.5	31.8	15.7	.28	.10	2.36	+56
Quarzaugitdiorit, English Mt., Calif. (21, pag. 140)		232	35	14	36	15	.04	.73	2.55	+72

Eine grosse Ähnlichkeit, besonders mit Analyse *b*, zeigt auch der Biotit-Hornblende-Andesit von Tușnad in der südlichen Hârghita (13):

	si	*al*	*fm*	*c*	*alk*	*k*	*mg*	*c/fm*	*qz*
Biotit-Hornblende-Andesit, Tușnad .	217	44.5	15.5	21	19	.21	.32	1.33	+41

Nun ist der Chemismus von Tuffen mit dem von Eruptivgesteinen nicht ohne weiteres zu vergleichen, da bei ihrer Bildung in vielen Fällen während des Transports durch die Luft eine Auswahl der Gemengteile nach Grösse und spezifischem Gewicht stattgefunden hat. So scheinen im vorliegenden Tuff, insbesondere in der Probe *a*, die Plagioklase stark angereichert zu sein, während die spezifisch schwereren Pyroxene und Hornblenden wohl näher am Eruptionsort abgelagert worden sind, die leichten Aschenteilchen aber teilweise noch weiter weggetragen wurden. Daraus erklärt sich nun auch das hohe *c* und sein starkes Überwiegen über *fm*. Ganz ähnliche Verhältnisse trifft man z. B. beim Pyroxenandesittuff von Cojocna (Kolozs), bei dem nach Angaben von J. v. Szádeczky (35, pag. 21) gleichfalls die Plagioklase sehr stark angereichert sind, während die glasige Grundmasse überhaupt nur $^1/_5$ bis $^1/_2$ der gesamten Gesteinsmasse ausmacht:

	si	*al*	*fm*	*c*	*alk*	*k*	*mg*	*c/fm*	*qz*
Tuff von Cojocna	176	36	18.7	33.7	11.6	.09	.16	1.80	+28

Der Tuff von Nenciulești (untere, mächtigere Lage) wurde von Fräulein V. Pașca an der Rumänischen Geologischen Landesanstalt analysiert und ergab folgende Werte:

Institutul Geologic al României

	I	II	Mittel
SiO_2	50.29	50.41	50.35
TiO_2	0.56	0.51	0.54
Al_2O_3	21.34	21.01	21.18
Fe_2O_3	2.88	3.24	3.06
FeO	0,39	—	0.39
MnO	Sp.	—	Sp.
MgO	1.64	1.58	1.61
CaO	4.54	4.61	4.58
Na_2O	1.44	—	1.44
K_2O	0.78	—	0.78
P_2O_5	0.91	—	0.91
H_2O+	5.64	—	5.64
H_2O-	9.67	—	9.67
	100.08		100.15

Molekularwerte nach NIGGLI

si	207.5
al	51.3
fm	20.7
c	20.2
alk	7.8
k	.26
mg	.48
c/fm	0.97
qz	+76

Molekularnorm nach NIGGLI

Q	30.33		
Or	5.36	Fsp 39.83	Sal 88.78
Ab	14.99		
An	19.48		
Sil	18.62		
Di	6.45		Fem 8.44
Mt	0.87		
Hem	1.12		
Ap	2.24		Acc 2.78
Rut	0.54		

Normativer Feldspat: $Or_{13.5}$ $Ab_{37.5}$ An_{49}
Normativer Plagioklas: $Ab_{43.5}$ $An_{56.5}$
SiO_2 (ohne H_2O auf 100% berechnet): 59.35

Charakteristisch für dieses Gestein ist der nach dem mikroskopischen Befund unerwartet hohe Tonerdeüberschuss, der in der Norm zur Berechnung von Sillimanit in ansehnlicher Menge führt. Es entspricht keinem Eruptivchemismus mehr; sein Projektionspunkt fällt im Konzentrationstetraeder weit neben das Eruptivfeld ins Tonerdefeld hinein. Bei dem reichlichen Auftreten von Kristallfragmenten (besonders von Plagioklas) ist dieser hohe Tonerdeüberschuss einigermassen verwunderlich, wenn auch die Grundmasse schon etwas stärker zersetzt ist als bei den Tuffen von Ceptura-Călugăreni; die körnelige Substanz dieser Grundmasse, die die kleinen Aschenteilchen umgibt, ist jedenfalls verhältnismässig tonerdereich; auch ist leicht möglich, dass in der analysierten Probe die Kristallfragmente stärker zurücktreten als im Dünnschliff.

Ein Vergleich mit dem Tuff der Valea Budurească zeigt eine recht gute Übereinstimmung im Kieselsäuregehalt. Der grosse Unterschied in den Basenwerten ist vor allem auf die verschiedenen Mengenverhältnisse, d. h. auf die starke Anreicherung der Plagioklase im Tuff der Valea Budurească zurückzuführen; jedenfalls spricht er an sich nicht gegen eine genetische Verknüpfung der beiden Tuffe.

Sind die beschriebenen Gesteine als Dazittuffe oder als Andesittuffe anzusprechen? Wenn auch der allerdings nur sehr untergeordnet auftretende Quarz wahrscheinlich exogener Herkunft ist, so ergeben die Analysen doch einen verhältnismässig hohen Gehalt an normativem Quarz und stark positive Quarzzahlen. Auch das für Andesite schon recht hohe SiO_2 (59—63% wasserfrei) zeigt, dass die Tuffe zum mindesten von sauren Andesiten abstammen, die bereits zu Daziten überleiten. Andrerseits ergeben Mineralbestand und Chemismus, dass sich die Tuffe zwanglos mit den typischen Andesiten

Institutul Geologic al României

der Hârghita in Verbindung bringen lassen, weshalb sie auch als Andesittuffe bezeichnet werden müssen. Dies umsomehr, als die chemisch untersuchten Dazittuffe des Karpathenrand-Gebietes und des siebenbürgischen Beckens (vgl. Seite 436), die allerdings häufig mit sedimentogenem Material vermischt sein mögen, einen beträchtlich höheren SiO_2-Gehaltaufweisen.

D) ZUSAMMENGEHÖRIGKEIT DER EINZELNEN VORKOMMEN

Zunächst ist zu fragen, ob ihre petrographische Beschaffenheit es gestattet, die drei beschriebenen Tuffe von Ceptura-Călugăreni als zusammengehörig zu betrachten, auf einen gemeinsamen Ursprung zu beziehen und in einen einzigen stratigraphischen Horizont zu stellen. Gewisse Unterschiede sind nicht zu leugnen; sie betreffen vor allem die Grösse der Kristallfragmente und ihr Mengenverhältnis zur Grundmasse. Nun sind dies aber Eigenschaften, die ausserordentlich von Zufälligkeiten abhängig sind: stärkere Winde bringen grössere Kristallteilchen und tragen die Aschenteilchen noch weiter fort; schwächere Winde setzen die gröberen Teilchen näher am Vulkanschlot ab und erzeugen dort Aschentuffe, wo vielleicht noch am Vortag Kristalltuffe abgelagert wurden; zudem spielt auch die Windrichtung eine Rolle. Zwar ist der Abstand der einzelnen Vorkommen verschwindend klein im Vergleich zur Distanz zu den Eruptionszentren, und es ist daher im Ablagerungsgebiet für einen bestimmten Zeitpunkt ein einigermassen gleichförmiges Material zu erwarten. Da aber von jedem Vorkommen nur ein Dünnschliff und nicht die ganze Schicht untersucht wurde, ist es durchaus möglich, dass in demselben Aufschluss die Typen der verschiedenen Vorkommen vereinigt auftreten.

Grösse der Gemengteile und quantitative Verhältnisse sind deshalb für die Beurteilung der Zusammengehörigkeit nicht von ausschlaggebender Bedeutung. Viel wichtiger sind qualitative Angaben. Die Feldspäte der drei Tuffe sind ziemlich ähnlich; wenn sie bei Călugăreni und Valea cu Mărăcini ein wenig saurer sind, so entsprechen sie dabei in ihrer Zusammensetzung gut den saureren Randzonen der Feldspäte der Valea Budurească; da sie zudem kleiner sind, können sie etwas später ausgeschieden worden sein. Unter den dunkeln Gemengteilen überwiegt die Hornblende, die geringfügige Farbunterschiede zeigt. Auffällig ist das Fehlen von Pyroxen im Tuff der Valea cu Mărăcini. Im ganzen darf die Übereinstimmung eine recht gute genannt werden. Die Tufflagen, denen die verschiedenen Proben entstammen, sind zwar wohl nicht gerade in der gleichen Stunde abgelagert worden; sie dürfen aber trotzdem als zusammengehörig betrachtet und stratigraphisch in denselben Horizont gestellt werden. Dadurch würde auch die auf das geologische Auftreten gestützte Vermutung bestätigt.

Inwieweit stimmen nun die Tuffe der Gegend Ceptura-Călugăreni mit dem Tuff von Nenciulești überein? Beschränken wir uns aus den

Institutul Geologic al României

angeführten Gründen auf qualitative Angaben, so zeigt sich, dass in den beiden Gebieten der Plagioklas und die Hornblende dieselben sind. Hingegen tritt in Nenciulești der Augit stark zurück, und der Hypersthen fehlt vollständig; dies ist weiter nicht verwunderlich, wenn man den beträchtlichen Abstand der beiden Vorkommen in Berücksichtigung zieht und bedenkt, dass auch im Tuff der Valea cu Mărăcini kein Pyroxen anzutreffen war. Jedenfalls ist die Übereinstimmung zwischen Ceptura-Călugăreni und Nenciulești eine recht gute; die Möglichkeit, dass die Tuffe der beiden Gebiete ein und demselben Horizont angehören, ist jedenfalls nicht von der Hand zu weisen.

E) VERGLEICH MIT ANDEREN NEOGENEN ANDESITTUFFEN

Von den bisher bekannten pliocaenen Tuffen des Karpathenrandes sind nur wenige eingehender untersucht worden; meist beschränkt man sich auf die geologischen Angaben über Alter, Lagerung, Mächtigkeit, usw.; bisweilen wird auch summarisch der Mineralbestand angegeben.

Der dem Buglovien (ob. Miozän) angehörige Tuff von Hudești, den I. SIMIONESCU (33) beschrieben hat, führt nach den Bestimmungen von D. ROMAN hauptsächlich Plagioklas (Andesin bis saurer Labrador) und etwas Hornblende; er enthält keinerlei sekundäre Mineralien und dürfte daher unmittelbar, d. h. ohne weiteren Wassertransport, abgelagert worden sein. Es scheint nicht ausgeschlossen, dass das Gestein noch den Dazittuffen zuzurechnen ist.

In den Bohrproben aus dem Buglovien von Scăioși erwähnt WETZEL (15, pag. 126) einen Wassertuff mit frischen, idiomorph umgrenzten Orthoklasen (?) und sphärolithisch umgestandenen braunen Glaseiern.

Im Mäot trifft man sowohl Hornblende wie Pyroxen führende Tuffe.

So besitzt der von MRAZEC (18) beschriebene Tuff aus der Gegend von Bacău recht basischen Charakter und enthält basischen Plagioklas (Labrador-Bytownit), Augit, Hypersthen, Olivin und seltener basaltische Hornblende. Die darin vorkommenden Andesitbruchstücke führen als Einsprenglinge basischen Plagioklas (Labrador-Bytownit) und sehr spärlich braune Hornblende in einer überwiegend glasigen Grundmasse mit Mikrolithen von Plagioklas, Augit und Magnetit. In den Tuffen östlich von Bacău und östlich vom Siret erwähnt P. ENCULESCU (8) Quarz (sekundär?), Plagioklas, Augit und Magnetit. Sie bilden Einlagerungen in Sanden und Sandsteinen.

Im Tuff von Cleja treten nach S. ATHANASIU (4) zersetzter Feldspat, Pyroxen und hauptsächlich Magnetit auf. Eine von ȘT. CANTUNIARI ausgeführte chemische Analyse ergibt bei einem SiO_2 - Gehalt von 53.33% (wasserfrei 54.0%) die folgenden Molekularwerte:

	si	*al*	*fm*	*c*	*alk*	*k*	*mg*	*c/fm*	*qz*
Tuff von Cleja	147	31.6	31.8	24.8	11.8	.21	.39	0.78	0

Institutul Geologic al României

Es handelt sich um einen typisch andesitischen Tuff von peléeitischem bis normaldioritischem Chemismus. Eruptivgesteine von ähnlichem Charakter hat O. NICHITA (20) aus dem Călimani beschrieben:

	si	*al*	*fm*	*c*	*alk*	*k*	*mg*	*c/fm*	*qz*
Hornblende - Augit - Hypersthen-Andesit des jüngeren Zyklus	157	33	31	21	15	.28	.48	0.68	— 3
Augit-Olivin-Andesit Mereşălul	140	32	36	21	11	.21	.49	0.60	— 4
Basalt Neagra	138	31	34	25	11	.27	.43	0.73	— 6
Augitandesit Petrosul . .	130	30	37	23	10	.29	.47	0.63	—10

Auch D. PREDA (25) gibt für die Tuffe dieser Gegend basischen Plagioklas, Pyroxen (Augit) und Magnetit an und erwähnt ganz speziell das Fehlen von Hornblende.

Die ebenfalls vo S. ATHANASIU (4) beschriebenen Tuffe von C â m p u r i l e führen nach den Bestimmungen von M. REINHARD hingegen reichlich basaltische Hornblende neben basischem Plagioklas.

Nach den Angaben von S. ATHANASIU (4) bilden die Tuffe von Cleja mehrere durch Zwischenlagen von einander getrennte, also stratigraphisch verschiedene Horizonte. Es ist deshalb nicht zu erwarten, dass sämtliche Tuffe den gleichen Mineralbestand aufweisen. Jedenfalls ist mit verschiedenen, zeitlich kurz auf einander folgenden Eruptionen zu rechnen. Es wäre eine dankbare Aufgabe, in einem stratigraphischen Profil die verschiedenen Tuffhorizonte petrographisch zu untersuchen und festzustellen, ob mit dem zeitlichen Ablauf der Sedimentation auch eine gesetzmässige Veränderung in der Zusammensetzung des abgelagerten Tuffmaterials einher geht. Daraus könnten dann unter Umständen auch Rückschlüsse auf den Ablauf des magmatischen Geschehens am Eruptionsort gezogen werden. Es wäre dann weiter auch zu untersuchen, ob die mäotischen Tuffe anderer Gegenden sich bestimmten Horizonten eines solchen Normalprofils zuordnen lassen.

Der von M. FILIPESCU (10 und 11) beschriebene Tuff von V â l c ă n e ș t i führt als Kristallfragmente reichlich Plagioklas (Andesin-Labrador), grüne und seltener braune Hornblende sowie Biotit und Magnetit; ferner werden Sanidin (?) und etwas Quarz (?) angegeben. Die ursprünglich glasige Grundmasse ist teilweise zersetzt und in eine tonige Substanz umgewandelt. Der Tuff ist primär abgelagert und enthält kein sedimentäres Material, das auf eine Umlagerung oder auf Wassertransport deuten würde. Eine von Frau E. ZAMFIRESCU ausgeführte chemische Analyse ergab die unter *a* aufgeführten Werte [1]), die durch eine von Prof. Dr. H. PREISWERK im Mineralogisch-

[1]) Die Analyse *a* in Lit. 10, pag. 45, und in Lit. 11, pag. 138, enthält Druckfehler in den Werten für CaO und MgO und in der Summe. Sie ist hier den uns von Dr. M. FILIPESCU freundlichst zur Verfügung gestellten Originalwerten gemäss mitgeteilt.

Institutul Geologic al României

Petrographischen Institut der Universität Basel am gleichen Material ausgeführte Analyse (*b*) bestätigt werden:

	a	*b*
SiO_2	53.28	54.54
TiO_2	n.b.	0.78
Al_2O_3	21.25	20.77
Fe_2O_3	4.14	3.49
FeO	0.32	0.42
MnO	Sp.	0.02
MgO	0.92	1.23
CaO	3.23	4.13
Na_2O	1.59	2.27
K_2O	0.78	0.64
P_2O_5	n.b.	0.13
H_2O+	14.36	6.58
H_2O-		5.81
CO_2	0.00	n.b.
	99.87	100.81

Molekularwerte nach NIGGLI

	a	*b*
si	228	226
al	53.5	50.5
fm	20.5	20
c	15	18.5
alk	11	11
k	.40	.16
mg	.29	.38
c/fm	0.73	0.92
qz	+84	+82

Molekularnorm nach NIGGLI

Q	29.60		
Or	4.20	Fsp 48.66	Sal 92.05
Ab	22.63		
An	21.83		
Sil	13.79		
Hyp	4.76		Fem 6.90
Mt	0.90		
Hem	1.24		
Ap	0.30		Acc 1.05
Rut	0.75		

Normativer Feldspat: $Or_{8.5}$ $Ab_{46.5}$ An_{45}
Normativer Plagioklas: Ab_{61} An_{49}
SiO_2 (ohne H_2O auf 100% berechnet):
a: 62.31 *b*: 61.68

Vergleicht man den Tuff von Vâlcănești mit dem von Nenciulești, so zeigt sich, dass beide chemisch gut übereinstimmen:

	si	*al*	*fm*	*c*	*alk*	*k*	*mg*	*c/fm*	*qz*
Vâlcănești *a*	228	53.5	20.5	15	11	.40	.29	0.73	+84
» *b*	226	50.5	20	18	11	.16	.38	0.92	+82
Nenciulești	207.5	51.3	20.7	20.2	7.8	.26	.48	0.97	+76

auch mineralogisch dürften sie sehr ähnlich sein. Der hohe Tonerdeüberschuss erklärt sich auch hier durch die teilweise Zersetzung der Grundmasse. Auch dieser Tuff würde also einem etwas saureren Andesit entsprechen.

Die von KREJCI und WETZEL (15) aus Jud. Prahova und Jud. Buzău beschriebenen mäotischen Sedimente enthalten häufig jungvulkanisches Material beigemengt; besonders typisch sind frische, oft zonarstruierte Feldspäte, ausserdem werden Biotit und Hornblende angegeben.

Von Tuffen der Dazischen Stufe ist ausser den hier beschriebenen nur derjenige von Grințulești in Oltenien genauer bekannt. MURGOCI (19) erwähnt als Bestandteile basischen Plagioklas (Bytownit) und schwarze Hornblende in bis 2 mm grossen Kristallen, ferner Augit und Olivin (?). Wenn auch eine Ableitung dieser Tuffe von lokalen vulkanischen Manifestationen, für die keinerlei Anhaltspunkte vorhanden sind, nicht sehr wahrscheinlich ist, so könnte als Ursprungsort für sie ebenso gut das siebenbürgische Erzgebirge wie das Hârghita-Gebirge in Betracht kommen.

Institutul Geologic al României

Vergleicht man die verschiedenen Tuffe hinsichtlich ihres Mineralbestands, so zeigen sich Unterschiede in den relativen Mengenverhältnissen der dunkeln Gemengteile (Biotit, grüne und braune Hornblende, Augit, Hypersthen, Olivin) wie auch in der Zusammensetzung der Plagioklase, die Anhaltspunkte für ihre Herkunft geben könnten. Leider sind aber gerade über die Art des Plagioklases und seine Eigenschaften selten genauere Angaben gemacht worden.

Zum Vergleich geben wir noch die Molekularwerte einiger Dacittuffe aus der miozänen Salzformation von Oltenien (6), Muntenien (11, 15) und der Moldau (7), sowie aus dem mittleren Miozän des siebenbürgischen Beckens (36).

	SiO_2	SiO_2 wasserfrei	*si*	*al*	*fm*	*c*	*alk*	*k*	*mg*	*c/fm*	*qz*	Lit.
1.	67.88	73.3	363	41.3	9.7	15	34	.25	.48	1.55	+127	36, p. 18
2.	70.71	76.1	443	47	16	11	26	.22	.25	0.69	+239	36, p. 44
3.	62.33	67.9	425	39	14	18	29	.19	.32	1.29	+209	15, p. 120
4.	69.83	74.9	406	46.5	13.5	19	21	.49	.31	1.41	+222	6, p. 159
5.	61.71	71.4	338	44.7	21	19.3	15	.30	.36	0.92	+178	11, p. 138
6.	66.74	72.4	341	37.5	18	27.5	17	.48	.23	1.53	+173	6, p. 159
7.	63.46	73.9	375	44.4	14.3	29.6	11.7	.44	.72	2.07	+228	36, p. 18
8.	64.35	70.9	311	37.6	22.7	29	10.7	.49	.31	1.28	+168	6, p. 159
9.	60.66	70.6	322	43	32	10	15	.29	.52	0.31	+162	15, p. 108
10.	65.16	71.2	382	54.5	24	8.5	13	.26	.32	0.35	+230	7, p. 486

1. Hoja, Siebenbürgen. Glasige Grundmasse weit überwiegend; Kristallfragmente: Quarz, Plagioklas (Oligoklas-Andesin), Glimmer, seltener Granat und Zirkon, wenigstens teilweise nicht-vulkanischen Ursprungs; braune Hornblende und Augit vulkanischer Herkunft.
2. Coasta cea Mare, Siebenbürgen. Fast reiner Glastuff; sehr spärlich Quarz, Plagioklas, Biotit, wohl teilweise nicht-vulkanischer Herkunft.
3. Brebu, Jud. Prahova. Ziemlich reiner Eruptivtuff mit viel farblosem Glas; als Kristallfragmente Quarz, Feldspäte, seltener Muscovit, Biotit, Hornblende, Apatit, Turmalin, Zirkon; mit karbonatischem Bindemittel.
4. Malul Piscului, Govora, Oltenien. Vorwiegend glasig, doch auch mit Kristallfragmenten (vgl. Nr. 6 und 8).
5. Zwischen V. Teleajenului und V. Doftanei, Jud. Prahova, Muntenien. Glasige Grundmasse, teilweise zersetzt; Kristallfragmente Feldspat, Quarz, Hornblende, Glimmer, Magnetit.
6. Govora, Oltenien. Glasige Grundmasse bildet den grössten Teil des Gesteins; darin finden sich Schuppen von Serizit, etwas Limonit, spärliche Körner von Sanidin (?), viel Calcit, ebenso Reste von Foraminiferen, Diatomeen und Radiolarien.
7. Hoja, Siebenbürgen. Überwiegend Glas, etwas Plagioklas (Oligoklas) und Hämatit.
8. Ocniţa, Oltenien. Ähnlich wie Nr. 6, aber von etwas dunklerer Farbe und reichlich mit Adern limonitischer Substanz durchsetzt.
9. Râul Teleajen, Westufer, 200 m N P. 302, Jud. Prahova, Muntenien. Besteht aus bräunlich getrübtem Glas mit Kristallfragmenten von Hornblende und grünlich verfärbtem Biotit. Etwas Karbonat. Spärliche Schwammnadeln.
10. Valea Bogata, Baia, Jud. Suceava, Moldau. Ohne jegliche weitere Angabe.

Institutul Geologic al României

Von den vorher beschriebenen Andesittuffen unterscheiden sich diese Dacittuffe deutlich durch ihren beträchtlich höheren Kieselsäuregehalt, auch wenn dieser teilweise durch Beimengung sedimentären Materials bedingt sein mag. Das direkt bestimmte SiO_2 ist höher als 61%, das wasserfrei auf 100% berechnete SiO_2 beträgt in der Regel sogar mehr als 70%; die Quarzzahl ist immer sehr stark positiv, mit Ausnahme von Nr. 1 immer höher als 160. Die Basenwerte zeigen ähnliche Schwankungen wie in den Andesittuffen. Tuffe mit hohem *alk* und niedrigem *c* führen in kontinuierlichem Übergang zu Tuffen mit niedrigem *alk* und hohem *c*, wobei *fm* mit *c* ansteigt, während *al* nur eine ganz leichte Abnahme zeigt. Diese Erscheinungen sind bedingt durch das wechselnde Verhältnis der glasigen Grundmasse zur Menge der Kristallfragmente, durch die Zusammensetzung des Feldspats und jedenfalls auch durch den Calcitgehalt. Tuff Nr. 9 fällt auf durch das Fehlen der Feldspäte bei Anwesenheit dunkler Gemengteile. Tuff Nr. 10 zeigt einen hohen Tonerdeüberschuss; es dürfte sich um stark zersetztes Material handeln.

F) GENETISCHE BEZIEHUNGEN

1. *Herkunft.* Es ist in dieser Arbeit schon mehrfach die Ansicht ausgesprochen worden, dass die beschriebenen pliozänen Tuffe des Karpathenrandes mit den Eruptionen der Călimani-Hârghita-Kette in direkten ursächlichen Zusammenhang zu bringen sind. Ein petrographischer Vergleich der Tuffe mit den Ergussgesteinen dieses Gebietes lässt diese Ansicht als wohl begründet erscheinen. Einen weiteren Anhaltspunkt dafür bilden die sehr jugendlichen Vulkanformen, die sich gerade in der Hârghita-Kette finden; auch sind die der Dacischen Stufe zugezählten Ablagerungen des Pliozänbeckens von Orotva bei Ditrău von vulkanischen Tuffen. Breccien und Konglomeraten überlagert.

Die im Gebiet der südlichen Hârghita auftretenden Gesteine — alles Andesite — sind recht mannigfaltig. So ist in der unmittelbaren Umgebung von Tușnad (Krater der Sf. Ana) ein etwas saurerer Andesit weit verbreitet, der in einer rötlichen, überwiegend glasigen Grundmasse reichlich Einsprenglinge von Plagioklas (Andesin, im Kern 40%, Hülle 35—25% An), rotbrauner Hornblende und rotbraunem Biotit führt. In der Umgebung von Bicsadul Oltului finden sich bald dichte, bald deutlich porphyrisch struierte Andesite, die neben einem etwas basischeren Plagioklas (50—65% An) in wechselndem Verhältnis braune Hornblende und mehr untergeordnet Augit und Hypersthen enthalten. In den Steinbrüchen von Csiki malom zwischen Bicsad und Tușnad stehen gut porphyrische Andesite an, die Einsprenglinge von basischem Plagioklas (50—65% An), Augit und Hypersthen aufweisen. Auch bei den Andesiten der Gegend von Mercurea Ciucului tritt die basaltische Hornblende, häufig von Opaziträndern umgeben, gegenüber Augit und Hypersthen

Institutul Geologic al României

stark zurück. Schöne Resorptionserscheinungen zeigt der olivinführende Biotit-Hornblende-Augit-Andesit, der auf der linken Seite des Olt in der Mitte zwischen Bicsad und Malnaș abgebaut wird: das Gestein enthält häufig Quarzkörner (0.2—0.3 mm, aber auch grösser), die von Reaktionsringen umgeben sind und manchmal mit Olivin im gleichen Schliff angetroffen werden. Der 30 km weiter westlich auftretende Olivinbasalt von Racoș, der gleichfalls Quarzkörner mit Reaktionsringen aufweist (16), gehört als basisches Abschlussglied in die Gefolgschaft dieser Andesite.

Diese kurze Aufzählung zeigt, dass das Material der dacischen Tuffe vom Aussenrand der Karpathen sehr wohl aus der südlichen Hârghita stammen kann, ohne dass jedoch ein genauerer Ausbruchsort bezeichnet werden könnte. Immerhin sei auf die besonders gute Übereinstimmung dieser Tuffe mit den Andesiten der Umgebung von Bicsad aufmerksam gemacht; auch der zwar etwas ältere Tuff von Vâlcănești zeigt im Mineralbestand eine gewisse Ähnlichkeit mit den Andesiten von Tușnad. Schon früher haben wir darauf hingewiesen, dass für den von MURGOCI (19) erwähnten Tuff von Grințulești vielleicht auch eine Herkunft aus dem siebenbürgischen Erzgebirge in Frage kommt.

2. *Eruptionsverhältnisse.* Das Ergebnis der vulkanischen Tätigkeit in der südlichen Hârghita sind vorwiegend Lockerprodukte, vulkanische Tuffe und Breccien; Lavaströme treten stark zurück, sie sind fast ausschliesslich auf basische Andesite und auf Basalte beschränkt. Dementsprechend sind die vorherrschenden Vulkantypen keine richtigen Stratovulkane, sondern Explosionskrater, Staukuppen und Aufschüttungskegel. Die zähflüssigen andesitischen Magmen dürften im Vulkanschlot nur mühsam hochgebracht worden sein und daher die Gase gestaut haben. Infolge des starken Druckes der hochgespannten Gase und Dämpfe erfolgten dann Explosionen, bei denen die Lava vollkommen zerspratzte; die feinsten Lockerprodukte wurden dann bis an den Aussenrand der Karpathen transportiert. Die Eruptionsverhältnisse machen es verständlich, dass in grösserer Entfernung vom Vulkanschlot nur dacitische und saure andesitische Tuffe gefunden werden; basischere Magmen sind dünnflüssiger und bieten daher weniger Anlass zu einer so sehr bis ins Feinste gehenden Zerspratzung und Zerstiebung der Lava.

Von Bedeutung ist weiterhin, dass gerade in basischen Andesiten und in Basalten Quarzkörner auftreten, die wahrscheinlich nicht magmatischen Ursprungs sind, sondern durch das aufsteigende Magma vom Nebengestein mitgerissen wurden. Sie lehren, dass Tuffe mit Quarzfragmenten, selbst wenn dieselben aus dem Vulkanschlot stammen sollten, darum noch nicht als Dacittuffe anzusprechen sind. Nur das Auftreten von kristallographisch umgrenztem Quarz ist ein sicheres Kennzeichen für direkte Ausscheidung aus dem

Institutul Geologic al României

Magma, wobei auch hier die Möglichkeit einer Assimilation fremden Materials nicht ausgeschlossen ist.

Das Ansammeln der Gase im Vulkanschlot hat eine erhebliche Temperaturerhöhung zur Folge. Wächst der Gasdruck bei konstantem Volumen, so muss durch die Kompression der Gase Wärme entwickelt werden (40). Noch viel wichtiger sind die exotherm verlaufenden Reaktionen zwischen verschiedenen Gasen, die durch Verschiebung der chemischen Gleichgewichte infolge Druckentlastung und Abkühlung zustande kommen. Auch die Oxydation der Gase an der Luft kann eine grosse Rolle spielen. Nach den Beobachtungen von JAGGAR (9, pag. 72) am Lavasee des Kilauea-Kraters beträgt die Temperatur 1 m unter der Oberfläche 860°, an der Oberfläche 1000° und steigt bis 4 m über der Oberfläche auf 1360°. Eine solche Temperaturerhöhung im obersten Teil des Vulkanschlots dürfte für die beschriebenen Resorptionserscheinungen der Feldspäte verantwortlich zu machen sein. Die Schmelzung erfolgte wohl unmittelbar nach dem Zerspratzen der Lava. Zieht man in Betracht, dass Plagioklas von 50% An bei 1280°, von 60% An bei 1330° zu schmelzen beginnt (5) und dass bei den beschriebenen Feldspäten meist erst gerade beginnendes Schmelzen eintrat, so ist eine Temperatur von 1300—1350° anzunehmen, wie sie mit den Beobachtungen gut in Einklang steht. Da die Temperaturerhöhung im wesentlichen erst nach dem Zerspratzen erfolgte, so ist der Einfluss des Druckes auf die Schmelztemperatur wohl nicht sehr bedeutend.

3. *Transport und Ablagerung.* Die geologische Lagerung und die petrographische Beschaffenheit der Tuffe lassen erkennen, dass sie durch den Wind transportiert und in äusserst seichten, von Pflanzen erfüllten Süsswasserbecken auf primärer Lagerstätte abgelagert worden sind. Dafür sprechen folgende Tatsachen: Die Tuffe sind mit Lignitlagen vergesellschaftet; sie enthalten wohl pflanzliche Reste, aber keine marinen Fossilien. Süsswasserfossilien treten sowohl im Hangenden als auch im Liegenden häufig auf; in den Tuffen selbst wurden sie nicht beobachtet. Die Tuffe besitzen ursprüngliche Aschenstruktur; ihre Gemengteile sind eckig, nicht gerollt. Eine eigentliche Vermengung mit sedimentärem Material fehlt vollständig. Die äusserst seltenen Beimengungen fremden Materials lassen sich zwanglos durch Windtransport erklären; Serizitschüppchen und Calcitkörner fehlen vollkommen; auch die chemische Analyse ergibt kein CO_2.

Die Zusammensetzung der Tuffe entspricht natürlich nicht mehr genau der Zusammensetzung der ursprünglichen Lava, da durch den Transport eine gravitative Sonderung nach Teilchengrösse und spezifischem Gewicht erfolgt ist.

Die Distanz vom Tușnad-Gebiet bis zu den Vorkommen von Ceptura-Călugăreni beträgt etwa 130 km. Verglichen mit den Entfernungen der

Institutul Geologic al României

Aschenfälle, die anlässlich rezenter Vulkanausbrüche beobachtet worden sind, erscheint die Reichweite unserer dacischen Tuffablagerungen noch recht bescheiden. Es sei an den Ausbruch des Krakatau erinnert. Vesuv-Aschen sind nach Sizilien, nach der Dalmatischen Küste, feinster Staub bis an die Ostseeküste verfrachtet worden. Ätna-Aschen fielen in Nordafrika. Aschen des Rudloffkraters (Island) wurden 1875 in Stockholm, in einer Distanz von 1900 km, beobachtet. Gewaltige Aschenmassen fielen bis auf 2000 km Entfernung bei den Ausbrüchen des Katmai auf Alaska im Jahre 1912. Bei den Eruptionen in den Kordilleren Südamerikas im Frühjahr 1932 erstreckte sich die Grenzzone der Aschenregen bis nach Buenos-Aires und Montevideo auf etwa 1000 km Entfernung von den Vulkanen.

Wenn wir in Betracht ziehen, dass die dacisch-levantine Gren e nicht durch eine leicht verfolgbare Leitschicht ausgezeichnet ist, und dass zudem die Mächtigkeiten der einzelnen Schichtkomplexe recht schwankend sind, so muss die stratigraphische Position 100—120 m unterhalb dieser Grenze immerhin als sehr konstant bezeichnet werden. Wir haben deshalb die verschiedenen Vorkommen von Ceptura-Călugăreni demselben stratigraphischen Niveau zugerechnet und dürfen in ihnen die Zeugen derselben geologischen Vorgänge sehen. Wahrscheinlich gehören diese Tuffe auch derselben stratigraphischen Zone an wie das Vorkommen von Nenciulești. Die tektonisch stark gestörte Lagerung und die starke Reduktion der pontischen und dacischen Schichtmächtigkeit könnten die geringe Entfernung von der dacisch levantinen Grenze bei diesen Vorkommen durchaus erklären. Die Wichtigkeit einer solchen Leitschicht für die in diesem Gebiet einem raschen Fazieswechsel unterworfene Formation ist einleuchtend. Hingegen würde das von Dr. G. Paliuc aufgefundene Vorkommen im obersten Teil der Valea Sărăței Monteoru (Dealul lui Ilie) möglicherweise beträchtlich tiefer liegen (siehe S. 415).

4. *Geologische Bedeutung.* Das Wiederauftreten vulkanischer Tuffe im obersten Dacischen deutet auf erhöhte vulkanische Tätigkeit und damit vielleicht auch auf das Einsetzen tektonischer Vorgänge. Tatsächlich fehlt es selbst in nächster Nähe unserer Tuffe nicht an Andeutungen, dass neue orogenetische Bewegungen in den Karpathen bereits begonnen hatten. Es sei an dieser Stelle auf einen dacischen Aufschluss verwiesen, in welchem wir die Spuren dieser Vorgänge wiederfinden.

Dieser Aufschluss (Fig. 2) liegt auf der Nordflanke der Ceptura-Antiklinale, im Hohlweg 1100 m östlich der Kirche von Rotari. Über einer mit 25° gegen NW einfallenden Sandschicht liegt mit schwacher Diskordanz auf einer unregelmässig erodierten Oberfläche eine grobsandige Fossilschicht, in der namentlich an der Basis kleine Gerölle und zahlreiche bis 20 cm grosse Mergel- und Sandbrocken eingelagert sind. Eine ähnliche dacische

Institutul Geologic al României

Diskordanzfläche mit auflagernder Gehängebreccie beschreibt KREJCI[1]) von der Valea Mocanului bei Târculești etwa 3,5 km NW von unserm Aufschluss. Auch sonst sind schwache Diskordanzen von verschiedenen dacischen und levantinen Aufschlüssen bekannt, die wohl immer nur lokale Bedeutung haben, aber doch auf regionale Vorgänge hinweisen. Unsere Fossilschicht von Rotari ist wechselnd 50 cm—1 m mächtig und führt neben einer Mischfauna von schwach brackischen und Süsswasserformen (kleines *Limnocardium*, *Melanopsis*, *Melania*, *Pyrgula*, *Tilopoma speciosum* (z. T. *quadrifasciatum*), *Bythinia*, *Valvata*, *Viviparus*, *Hydrobia*, *Lithoglyphus*, *Dreissensia* (z. T. *polymorpha*), *Unio* (z. T. *procumbens* und *recurvus*, *Pisidium*) auch zahlreiche grössere und kleinere Planorben und Heliciden. Von besonderer Wichtigkeit sind die Landschnecken, die sonst im Dacischen der Südkarpathen von Muntenien fehlen.

Es kann kein Zweifel bestehen, dass in nächster Nähe Inseln waren, von denen die dünnschaligen Landschnecken eingeschwemmt worden sind. Leider konnten die Mergelbrocken (Pontisch?) nicht einwandfrei identifiziert werden. Es liegt indessen nahe anzunehmen, dass die Scheitelregionen der aufsteigenden Pliozän-Strukturen (Ceptura-Antiklinale) zeitweise bereits Inseln bildeten, von denen die leichtzerbrechlichen Landschnecken stammen. Darauf deuten auch die öfters beobachteten Reduktionen der Schichtmächtigkeiten in den Scheitelzonen der pliozänen Antiklinalen des Karpathen-Vorlandes. Das Dacische ist im vorliegenden Profil auffallend wenig mächtig (circa 250 m), und die Diskordanz liegt etwa 100 m über der pontisch-dacischen Grenze. Erwähnt sei noch, dass bei Șotânga, nördlich von Târgoviște, eingeschwemmte Landschnecken sogar tiefer, in den brackischen Valenciennesia-Mergeln des obersten Pontischen, beobachtet wurden.

Während unsere Tuffvorkommen auf erhöhte vulkanische Tätigkeit im Hârghita-Gebiet deuten, sind also auch am Karpathen-Aussenrand Anzeichen fortdauernder tektonischer Störungen zu erkennen, die langsam überleiten zu der letzten, postlevantinen Faltungsphase.

Die mächtigen sauren dazitischen Tuffe begleiten im Helvet-Torton der Ost- und Südkarpathen die miozäne Phase der Gebirgsbildung, die im Sarmatischen ausklingt. Übergänge zu andesitischen Tuffen treten erstmals vereinzelt im Buglovien auf. Typische Andesittuffe sind am Aussenrand der Ostkarpathen besonders verbreitet im Untern Mäot und sind wohl noch Nachzügler der helvetisch-torton-sarmatischen Tuffreihe. Aus dem Pontischen sind einstweilen keine Tuffe sicher nachgewiesen. Sie erscheinen im Grenzgebiet der Ost- und Südkarpathen wieder im Dacischen und fallen hier in die ersten Vorläufer der jüngsten, postpliozänen Faltungsphase. Im Erup-

[1]) K. KREJCI-GRAF, Die rumänischen Öllagerstätten. *Schriften a. d. Geb. d. Brennstoffgeol.* Herausgegeben von O. STUTZER, Heft 1, pag. 60. Stuttgart, 1929.

Institutul Geologic al României

tivgebiet dauern die vulkanischen Vorgänge im Levantin noch an, liefern aber nun basaltische Magmen (Racoș), von denen am Aussenrand der Karpathen naturgemäss keine Tuffe zu erwarten sind.

III. ANHANG: DIE TUFFE AUS DEM BUGLOVIEN VON COADA MALULUI

Anhangsweise soll hier noch einiges über die Tuffe mitgeteilt werden, die Dr. M. DE RAAF im Buglovien von Coada Malului am Ostufer des Teleajen aufgefunden hat. Diese Tuffe sind für uns insofern von besonderem Interesse, als sie eine intermediäre Stellung einnehmen zwischen den helvetischen Dacit- und den pliozänen Andesittuffen. Wir müssen sie noch zu den dacitischen Tuffen rechnen. Es zeigen sich aber schon deutliche Annäherungserscheinungen an die späteren Andesittuffe. Sie bilden also ein wichtiges Zwischenglied in der neogenen rumänischen Tuffreihe.

Die Tuffe von Coada Malului gehören zum Nordschenkel der Antiklinale Mălăești-Vâlcănești, die bei Fundeni das Tal des Teleajen quert. Zweigt man von der Strasse Ploești—Vălenii de Munte 200 m N Km 19 nach Westen ab und wendet man sich dann am Ufer des Teleajen nach Süden, so durchquert man eine eintönige Schichtserie dunkelgrauer Mergel, die nach N einfallen. Etwa 500 m südlich der Stelle, wo der Weg Coada Malului—Fundeni das Ufer des Teleajen erreicht, sind den Mergeln mehrere helle Bänder von leicht gelblicher bis grünlicher Farbe eingelagert, deren Mächtigkeit meist zwischen 1 cm und 1 dm schwankt und nur ausnahmsweise 1 m erreicht, und die vom Nebengestein recht scharf abgegrenzt sind. Die ganze Serie, die stellenweise fossilführend ist (Ervilien, Cardien, Gastropoden, Foraminiferen) gehört in den unter Teil des Buglovien; die helvetische Salzformation folgt erst weiter südlich.

Die hellen, sehr feinkörnigen und homogenen Gesteine besitzen ein auffallend geringes spezifisches Gewicht, was bereits ihre Tuffnatur wahrscheinlich macht; auch sind mit der Lupe häufig kleine schwarze Punkte (Hornblendekristalle) zu erkennen. Zwei dieser Tuffe wurden mikroskopisch genauer untersucht und der eine von ihnen auch einer chemischen Analyse unterworfen.

Der eine Tuff zeigt in einer isotropen, nur wenig zersetzten Grundmasse reichlich kleine Kristallfragmente, besonders von Plagioklas, Hornblende und Magnetit; ihre Grösse erreicht 0.1—0.2 mm, bleibt aber häufig auch darunter. Der Plagioklas ist ein saurer Labrador von 55—65% An; manchmal ist er zonar gebaut, häufig führt er kleine runde Einschlüsse von Gesteinsglas. Der Amphibol ist in der Regel eine schmutzig grüne, leicht bräunliche Hornblende; doch finden sich untergeordnet auch Fragmente

Institutul Geologic al României

einer rotbraunen basaltischen Hornblende. Pyroxen wurde nicht angetroffen. Anreicherungen limonitischer Substanz sind nicht selten. Die Grundmasse besteht aus kleinen isotropen Aschenteilchen (0.005—0.01 mm), zwischen die zahlreiche Erzkörnchen eingestreut sind. Ungefähre Mengenverhältnisse: Plagioklas 15%, Hornblende 10%, Erz 5%, Grundmasse 70%.

Der zweite Tuff liegt gegenüber dem ersten um etwa 1 m höher im Profil; er sieht ihm äusserlich gleich, besitzt aber doch etwas verschiedenen Charakter. In einer infolge stärkerer Zersetzung bräunlich gefärbten und teilweise entglasten Grundmasse liegen viele Aschenteilchen sowie isotrope tropfenartige Bildungen, während die spärlichen Kristallfragmente kaum mehr als 6% der Gesamtmasse ausmachen. Unter ihnen überwiegt der Plagioklas, ein basischer Andesin von 45—50% An; ganz untergeordnet treten braune Hornblende und Quarz auf. Die vollkommen frischen, isotropen Aschenteilchen (0.02—0.2 mm) besitzen bald längliche, bald mehr isometrische Gestalt und sind in der Regel konkav umgrenzt; häufig enthalten sie grössere runde Hohlräume, die wohl als Gasblasen zu deuten sind; sie haben deutlich negatives Relief und sind farblos, seltener bräunlich gefärbt. Die tropfenartigen Aggregate unterscheiden sich kaum von den weiter oben beschriebenen ähnlichen Bildungen; die einzelnen Tropfen sind bald kreisrund, bald länglich; bald auch sind sie zu längeren, spiralig gekrümmten Fäden ausgezogen. Erzkörner treten nur untergeordnet auf. Calcit wurde in einigen wenigen Körnern angetroffen. Die bräunliche kryptokristalline Grundmasse besteht hauptsächlich aus kleinen Schüppchen toniger Substanz mit positiver Hauptzone (Kaolin? Serizit?).

Von diesem Tuff wurde durch Fräulein V. PAŞCA an der Rumänischen Geologischen Landesanstalt eine chemische Analyse ausgeführt, die folgendes Resultat ergab:

	I	II	Mittel	Molekularwerte nach NIGGLI		Molekularnorm nach NIGGLI			
SiO_2	59.17	59.10	59.14	*si*	313.5	Q	42.35		
TiO_2	0.36	0.43	0.40			Or	8.83		
Al_2O_3	15.24	15.05	15.15	*al*	47.2	Ab	19.14	Fsp 40.09	Sal 92.42
Fe_2O_3	2.95	3.07	3.01	*fm*	24	An	12.12		
FeO	0.74	—	0.74	*c*	14.5	Sil	9.98		
MnO	0.03	—	0.03	*alk*	13.3				
MgO	1.13	1.05	1.09			Di	4.26		
CaO	2.58	2.54	2.56	*k*	.32	Mt	1.60		Fem 6.52
Na_2O	1.81	2.01	1.91	*mg*	.36	Hem	0.66		
K_2O	1.42	1.26	1.34	*c/fm*	0.61	Ap	0.67		Acc 1.06
P_2O_5	0.29	—	0.29			Rut	0.39		
H_2O+	6.02	—	6.02	*qz*	+ 156				
H_2O-	8.46	—	8.46						
	100.20		100.14						

Normativer Feldspat: Or_{22} Ab_{48} An_{30}
Normativer Plagioklas: Ab_{61} An_{39}
SiO_2 (ohne H_2O auf 100% berechnet): 69.04

Institutul Geologic al României

Zunächst fällt wieder der beträchtliche Tonerdeüberschuss auf *(al* viel höher als *c + alk)*, der auch in der normativen Berechnung von Sillimanit zum Ausdruck kommt. Der Projektionspunkt dieses Gesteins fällt wieder ins Tonerdefeld. Den Grund dafür bildet das reichliche Auftreten toniger Substanz in der Grundmasse. Während der erste Tuff seiner Beschaffenheit nach aus rein vulkanischem Material bestehen dürfte, ist bei diesem zweiten Tuff die Möglichkeit nicht ganz von der Hand zu weisen, dass ihm etwas sedimentogene tonige Substanz beigemengt ist, auch wenn sein Gehalt an Quarz und Calcit nur äusserst gering ist.

Sieht man vom Tonerdeüberschuss ab, so gehört der analysierte Tuff chemisch in die Nähe granodioritischer bis quarzdioritischer Gesteine. Der hohe Kieselsäuregehalt (SiO_2 wasserfrei 69%, *si* über 300, *qz* über 150, *Q* über 40%), für den im Mineralbestand ein entsprechender Quarzgehalt fehlt, sowie das Auftreten eines saureren Plagioklases (modal basischer Andesin, normativ saurer Andesin) charakterisiert das Gestein eindeutig als Dacittuff, wenn er auch etwas basischer ist als die aus der Salzformation bekannten Dacittuffe (vgl. pag. 31). Besonders gross ist die Ähnlichkeit mit dem von FILIPESCU (11) beschriebenen helvetischen Dacittuff aus der gleichen Gegend (Piatra Verde bei Slănic):

	SiO_2	SiO_2 wasserfrei	*si*	*al*	*fm*	*c*	*alk*	*k*	*mg*	*qz*
Coada Malului . .	59.14	69.0	313.5	47.2	24.0	14.5	14.3	.32	.36	+156
Piatra Verde . . .	61.71	71.4	338	44.7	21.0	19.3	15.0	.30	.36	+178

Überhaupt sind die Tuffe von Coada Malului den mediterranen Dacittuffen sehr ähnlich, und zwar auch mikroskopisch durch das starke Zurücktreten der meist sehr kleinen Kristallfragmente sowie durch das Fehlen von Pyroxen. Es dürfte sich somit bei den Tuffen aus dem Buglovien von Coada Malului um die vielleicht etwas basischeren Nachläufer der mediterranen Dacittuffe handeln. Inwieweit die Tuffe von Coada Malului mit dem von SIMIONESCU (33) aus dem Buglovien von Hudești beschriebenen Tuff (vgl. S. 410 und 433) übereinstimmen, bleibt noch zu untersuchen; das Auftreten von intermediärem Plagioklas (Andesin-Labrador) und von Hornblende im Tuff von Hudești würde allerdings gut passen.

Manuskript eingegangen: Juli 1936.

Institutul Geologic al României

NACHTRAG

Nach Abschluss des Manuskripts dieser Arbeit (Juli 1936) erschien eine Untersuchung von M. KAMIENSKI über die Tuffe des polnischen Karpathen-Vorlandes [1]). In diesem Gebiet sind zwischen Kosow im SE und Bochnia im W eine Reihe von Tuffen bekannt, die mit der miozänen Salzformation in Beziehung stehen. Sie gehören in ihrer Mehrzahl einem einzigen Horizont an, der in die torton-sarmatischen Übergangsschichten gestellt und mit dem Tuff von Ghiriș in Siebenbürgen parallelisiert wird. Doch bestehen auch Anzeichen für das Vorhandensein eines tieferen, wohl helvetischen Tuffhorizonts, der dem Tuff von Dej in Siebenbürgen gleichzusetzen wäre. Die Tuffe sind von der Vihorlat-Gutin-Gruppe als Eruptionszentrum herzuleiten. Ihr Charakter ist deutlich dazitisch. Als Kristallfragmente treten auf Quarz, Plagioklas (Oligoklas bis Andesin) und Biotit, seltener Hornblende kein Sanidin.

Über den Chemismus gibt folgende Zusammenstellung Auskunft:

Herkunft	SiO_2	SiO_2 wasserfrei	*si*	*al*	*fm*	*c*	*alk*	*k*	*mg*	*qz*
Krasna . .	72.25	77.2	505	50.5	23	7	19.5	31	29	+327
Krasna . .	72.46	76.1	478	44	20	4	32	60	36	+250
Bujanów .	68.00	76.7	455	41	22.5	17.5	19	15	58	+279
Zapczyce .	67.46	74.9	431	47.5	21	10	21.5	55	47	+245
Bochnia . .	65.45	73.3	409	53	25	7	15	38	29	+249
Niedzwiedza.	65.01	73.3	386	48.5	18.5	9.5	23.5	39	50	+192
Wlodzimirce.	65.34	73.0	382	47.5	25	6.5	21	27	64	+198
Uscie . . .	65.80	71.9	372	47	14	16.5	22.5	27	14	+182
Bilcze . . .	6 .95	72.0	362	46	25	9	20	17	45	+182
Bilcze . . .	64.65	70.9	338	45.5	16.5	14.5	23.5	19	34	+144
Pistyn . . .	62.66	69.0	330	44	23	14,5	18.5	38	42	+156
Radlowicze .	59.70	68.0	323	62	18.5	7	12.5	41	36	+173
Bujanów . .	55.36	64.2	233	44.5	30	10.5	15	24	49	+ 73

Mit Ausnahme des letzten Tuffes zeigt sich eine recht gute Übereinstimmung: SiO_2 ist nahe an 60% oder darüber, SiO_2 wasserfrei nahe an 70% oder darüber, *si* höher als 320, *qz* immer sehr stark positiv; *al* schwankt um 45—50, *fm* um 20—23, *c* zwischen 5—15, *alk* um 18—22.

[1]) KAMIENSKI, Sur les tufs volcaniques de l'avant-pays des Carpates. Polnischer Text mit franz. Auszug. *Arch. Min. Tow. Nauk. Warszaw.* Vol. XII, 1936, pag. 16—57.

Institutul Geologic al României

Diese nicht sehr grossen Schwankungen dürften grösstenteils auf die bei Tuffen leicht wechselnden Mengenverhältnisse zwischen Grundmasse und Kristallteilchen sowie zwischen den einzelnen Kristallarten zurückzuführen sein, die durch die Transport- und Ablagerungsverhältnisse bedingt sind; die Einordnung der verschiedenen Tuffe in einen einzigen Horizont wäre vom petrochemischen Gesichtspunkt aus durchaus möglich. Häufig ist ein beträchtlicher Tonerdeüberschuss vorhanden (Zersetzung der Grundmasse, vielleicht Vermengung mit tonigem Material). Die Tuffe stammen offensichtlich von granitischen bis granodioritischen Magmen ab. Pliozäne Tuffe sind nicht bekannt.

November 1937.

Institutul Geologic al României

LITERATUR VERZEICHNIS

1. ATHANASIU, S. Studii geologice în districtul Succava. *Bul. Soc. sc. Bucarest*, an. VII, 1898, pag. 69.
2. — Geologische Studien in den nordmoldauischen Karpathen (II. Die andesitische Masse des Călimanigebirges). *Jahrb. k. k. geol. R.-A.*, Bd. 49, H. 3, Wien 1899, pag. 457.
3. — Cercetări geologice în regiunea carpatică şi subcarpatică din Moldova de Sud. *Rap. asupra activ. Inst. Geol. Rom.*, 1908—1910, pag. XXXIX.
4. — Asupra prezenţei cenuşelor andesitice în straturile sarmatice din partea de Sud a Moldovei. *Dări de seamă, Inst. Geol. Rom.*, Vol. II, 1910, pag. 106. Franz. Text: *C. R. Inst. Géol. Roum.*, T. II, 1911, pag. 121.
5. BOWEN, N. L. The Evolution of the Igneous Rocks. Princeton, 1928, pag. 34.
6. CANTUNIARI, ST. Cercetări petrografice şi technologice asupra unor probe de tuf dacitic dela Govora şi Ocniţa (Jud. Vâlcea). *Dări de seamă, Inst. Geol. Rom.*, Vol. VII, 1915—1916, p. 154.
7. DUMITRIU, D. Analiza unui tuf dacitic. *An. Inst. Geol. Rom.*, Vol. VIII, 1914, pag. 486.
8. ENCULESCU, P. Nota preliminară asupra unei cenuşe vulcanice găsită pe partea stângă a R.-Sărat în jud. Bacău. *Dări de seamă, Inst. Geol. Rom.*, Vol. II, 1910, pag. 112. Franz. Text: *C. R. Inst. Géol. Roum.*, T. II, 1911, pag. 127.
9. ERDMANNSDOERFFER, O. H. Grundlagen der Petrographie. Stuttgart, 1924, pag. 72.
10. FILIPESCU, M. Nota asupra unui tuf vulcanic, asemănător tufului dacitic, în stratele meoţiene dela Vâlcăneşti, jud. Prahova. *Dări de seamă, Inst. Geol. Rom.*, Vol. XVII, 1928—1929, pag. 41.
11. — Cercetări geologice între Valea Teleajenului şi Valea Doftanei (Jud. Prahova). Bucureşti, 1934, pag. 138.
12. GROZESCU, H. Asupra constituţiunei geologice a basinului râului Putna. *Dări d. seamă, Inst. Geol. Rom.*, Vol. V, 1913—1914, pag. 95. Franz. Text: *C. R. Inst. Géol. Roum.*, T. V., 1913—1914, pag. 103.
13. JOHN, K. Analyse eines Hornblende-Andesits von Tusnad am Büdös bei Kronstadt in Siebenbürgen. *Verhandl. k. k. geol. R.-A.*, 1874, pag. 242.
14. JUGOVICS, L. Der Kristalltuff (Basalttuff) von Medves-Berg in Ungarn. *Geologie & Mijnbouw*, 13. Jg., No. 12, 1935, pag. 103—107, 14. Jg., No. 3, 1935, pag. 2—4 u. 18—20.
15. KREJCI-GRAF, K. u. WETZEL W. Die Gesteine der rumänischen Erdölgebiete. *Archiv für Lagerstättenforschung*, H. 62, Berlin, 1936.
16. LAŢIU, V. N. Contribuţiuni la studiul petrogenetic al bazaltului cu incluziuni exogene de cuarţ dela Racoşul de Jos (Jud. Târnava-Mare). *An. Inst. Geol. Rom.*, Vol. XIII, 1928, pag. 1. Verdeutschter Text: pag. 17.
17. MATEESCU, ST. Cercetări geologice în partea externă a curburei sudestice a Carpaţilor Români. *An. Inst. Geol. Rom.*, Vol. XII, 1927, pag. 199. Franz. Text (gekürzt); pag. 357.
18. MRAZEC, L. Note sur un tuf andésitique des environs de Bacău. *Bul. Soc. d. sc., Bucarest*, an. VII, No. 2, 1898, pag. 201.

Institutul Geologic al României

19. MURGOCI, G. Terțiarul din Oltenia. *An. Inst. Geol. Rom.*, Vol. I, pag. 92. Deutscher Auszug; pag. 109.
20. NICHITA, O. Studiul petrografic și chimic al regiunei Văilor Neagra și Haita din masivul Munților Călimani (Jud. Câmpulung). Diss. Iași, 1934.
21. NIGGLI, P. Gesteins- und Mineralprovinzen, Band I, Berlin, 1923.
22. PALIUC, G. Untersuchungen der Plagioklase einiger tertiärer Ergussgesteine Siebenbürgens (Rumänien) mittelst der Universaldrehtischmethode. *Schweiz. Min. Petr. Mitt.*, Band XII, Heft 2, 1932, pag. 423.
23. PIRSSON L. V. The Microscopical Characters of Volcanic Tuffs; *Am. Journ. of Science*, Vol. 40, 1915, pag. 191—211.
24. POPESCU-VOITEȘTI, J. Date noi asupra prezenței Tortonianului fosilifer în zona Flișului Subcarpaților meridionali. *An. Inst. Geol. Rom.*, Vol. VI, 1912, pag. 332. Franz. Text: pag. 364.
25. PREDA, D. Geologia regiunei subcarpatice din partea de Sud a districtului Bacău. *An. Inst. Geol. Rom.*, Vol. VII, 1913, pag. 476. Franz. Text (gekürzt): pag. 615.
26. PROTESCU, O. Cercetări geologice în regiunea subcarpatică a districtului Buzău. *Dări de seamă, Inst. Geol. Rom.*, Vol. VII, 1915—1916, pag. 255.
27. — Structura geologică a regiunei Subcarpaților din partea de sud a jud. Buzău. *Dări de seamă, Inst. Geol. Rom.*, Vol. VIII, 1919—1920, pag. 150. Franz. Text: *C. R., Inst. Géol. Roum.*, T. VIII, 1919—1920, pag. 152.
28. — Zăcămintele de cărbuni plioceni din regiunea de curbură a Subcarpaților răsăriteni. *Studii tehnice și economice, Inst. Geol. Rom.*, Vol. III, fasc. 6, 1929, pag. 57.
29. QUERVAIN, F. DE. Die jungen Eruptivgesteine der pannonischen Senke und ihrer Umrandung. *Schweiz. Min. Petr. Mitt.*, Band VII, Heft 1, 1927, pag. 1.
30. REINHARD, M. Universaldrehtischmethoden. Basel, 1931.
31. SELAGIAN, V. Erupțiunile terțiare din basinul Transilvaniei. *Dări de seamă, Inst. Geol. Rom.*, Vol. VIII, 1919—1920, pag. 129. Franz. Text: *C. R. Inst. Géol. Roum.*, T. VIII, 1919—1920, pag. 140.
32. SEVASTOS, R. Limita Sarmațianului, Meoțianului și Pontianului între Siret și Prut. *An. Inst. Geol. Rom.*, Vol. IX, 1915—1920, pag. 382.
33. SIMIONESCU, J. Sur la présence des cendres andésitiques à la base du Sarmatien de Dorohoi. *Bull. Sect. sc. Acad. Roum.*, an. VI, No. 2/4, Bucarest, 1920, pag. 67.
34. STRECKEISEN, A. Tufuri daciene în jud. Prahova. *Dări de seamă, Inst. Geol. Rom.*, Vol. XVII, 1928—1929, pag. 150.
35. SZADECZKY, J. VON. Tuffstudien in Siebenbürgen. I. Teil. Die Tuffzüge von Kolozs (Cojocna). *Muzeumi Füzetek*, Band II, Heft 2, 1914.
36. — Tuffstudien in Siebenbürgen. II. Teil. Die tuffhaltigen Schichten der westlichen Umgebung von Kolozsvár (Cluj). *Muzeumi Füzetek*, Band III, Heft 2, 1916.
37. — Munții vulcanici Hârghita-Călimani. *Dări de seamă, Inst. Geol. Rom.*, Vol. XVI, 1927—1928, pag. 52.
38. TEISSEYRE, W. Zur Geologie der Bacăuer Karpathen. *Jahrb. k. k. geol. R.-A*, Bd. XLVII, Wien, 1897, pag. 723, 732.
39. WENK, ED. Statistische Drehtischuntersuchungen an Plagioklasen rumänischer Ergussgesteine. *Schweiz. Min. Petr. Mitt.*, Band XIII, Heft 1, 1933, pag. 205.
40. WOLFF, F. VON. Der Vulkanismus, Stuttgart, 1914, I. Band, pag. 353.

Institutul Geologic al României

TAFEL I

Institutul Geologic al României

TAFEL I

Abb. 1. — Andesittuff Valea cu Mărăcini.
Abb. 2. — Andesittuff Valea Budurească. 1, Andesittuff; 2, Porcellanit; 3, Südl. Aufschluss.
Abb. 3. — Andesittuff bei Nenciulești.
Abb. 4. — Ausschnitt aus Abb. 2.

Institutul Geologic al României



Abb. 1

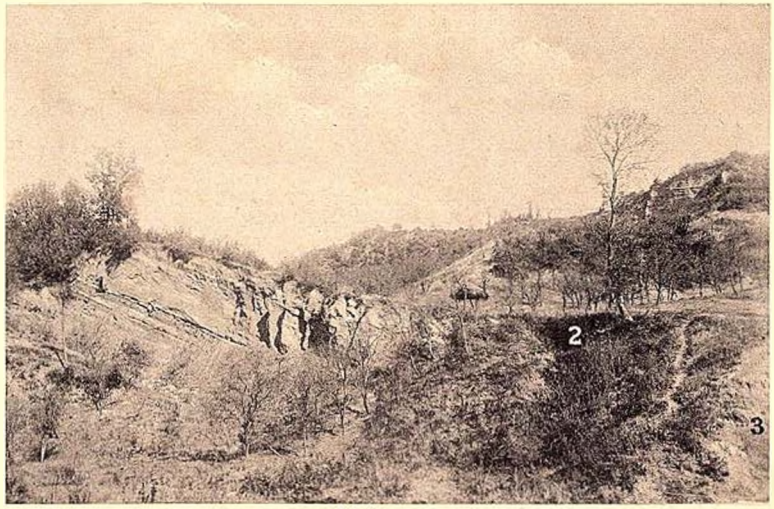


Abb. 2



Abb. 3



Abb. 4

Repr. Krafft & Drotleff s. a., Sibiu

Institutul Geologic al României

TAFEL II

Institutul Geologic al României

TAFEL II

Abb. 5. — Tuff der Valea Budurească. Ohne Analysator, Vergrösserung 28 ×.
Kristalle von Plagioklas (F), Hornblende (H), Pyroxen (P) und Magnetit (M) in feinkörniger isotroper Grundmasse. C = organisches Relikt, von limonitischem Hof umgeben, mit Chalcedon (Quarzin ?) gefüllt.

Abb. 6. — Tuff der Valea Budurească. Nicols gekreuzt. Vergrösserung 32 ×.
Kristalle von Plagioklas, Hornblende und Pyroxen in isotroper Grundmasse.

Institutul Geologic al României

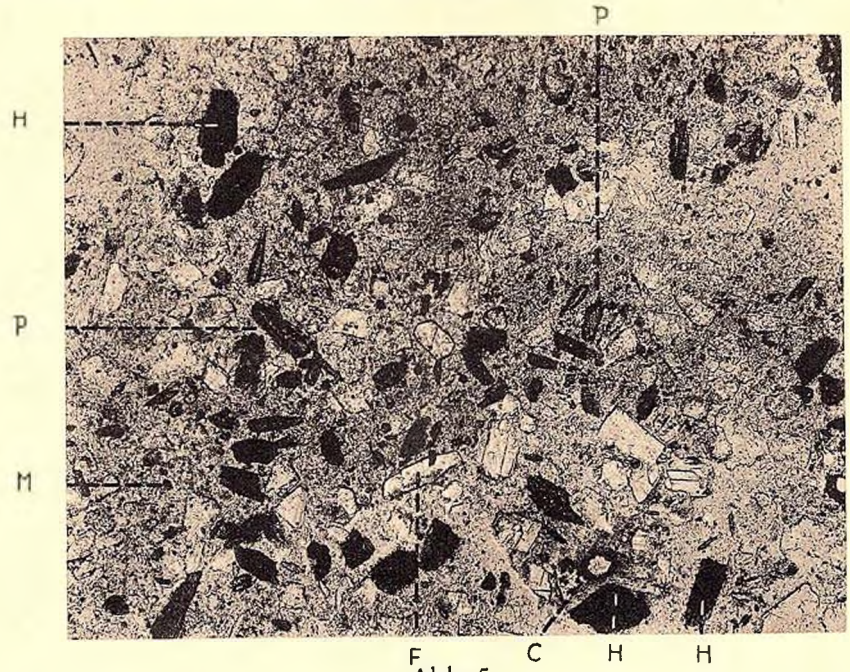


Abb. 5

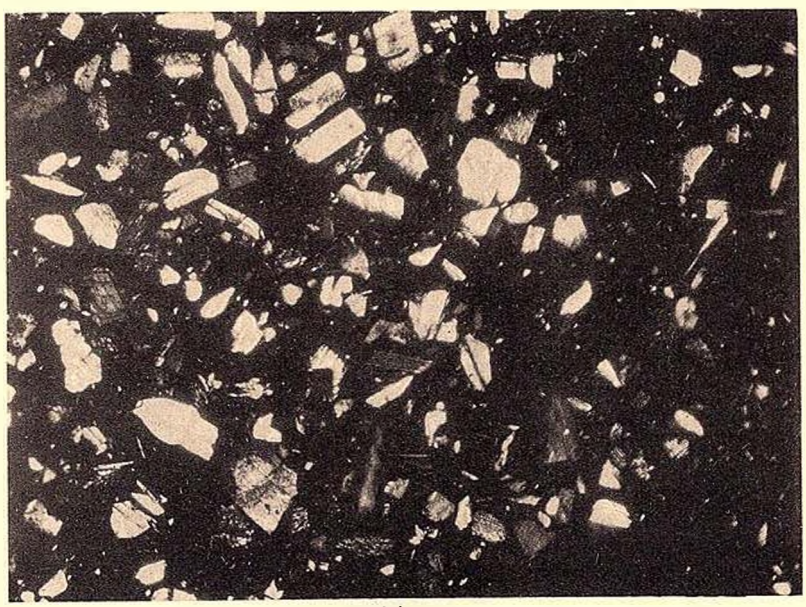


Abb. 6

Repr. Krafft & Drotleff s. a., Sibiu

Institutul Geologic al României

TAFEL III

Institutul Geologic al României

TAFEL III

Abb. 7. — Tuff der Valea cu Mărăcini. Ohne Analysator. Vergrösserung 28 ×.
Fragmente von Hornblende (H), Feldspat (F), Magnetit (M) und Quarz (Q) sowie tropfenartige Agglomerationen (T) in isotroper Grundmasse.

Abb. 8. — Tuff der Valea cu Mărăcini. Ohne Analysator. Vergrösserung 170 ×.
Feldspatkristalle in der aus Aschenteilchen bestehenden Grundmasse. Die hochlichtbrechende Substanz ist durch Hervorheben der Becke'schen Linie kenntlich gemacht, der doppelbrechende Anteil daran ist umrandet und schraffiert. Die negativ isotrope Substanz, die besonders randlich wie auch in bestimmten Zonen auftritt, erscheint infolge der Lichtbrechungsverhältnisse dunkler. (vgl. Text, S. 425, f.).

Institutul Geologic al României

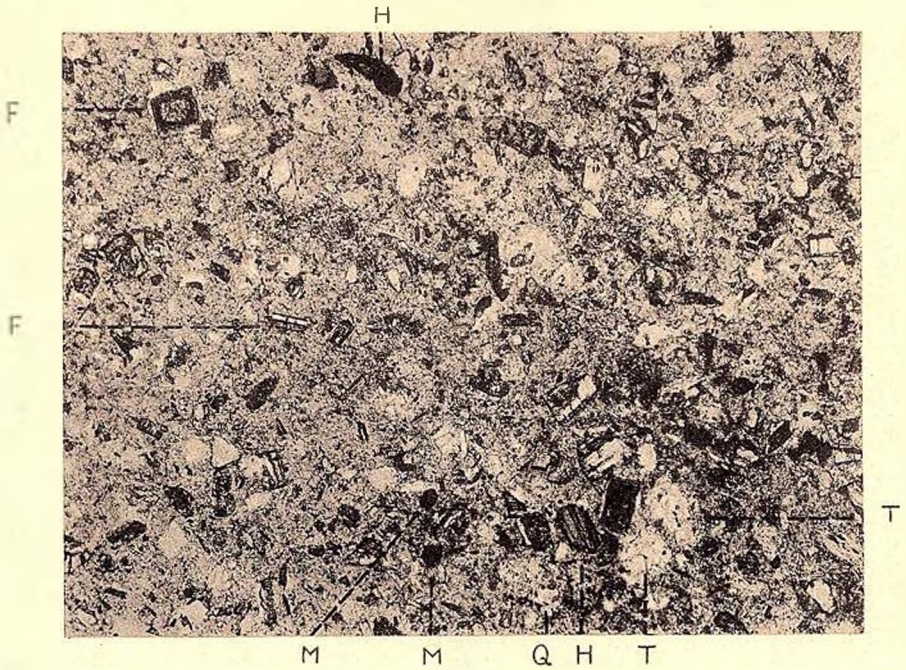


Abb. 7

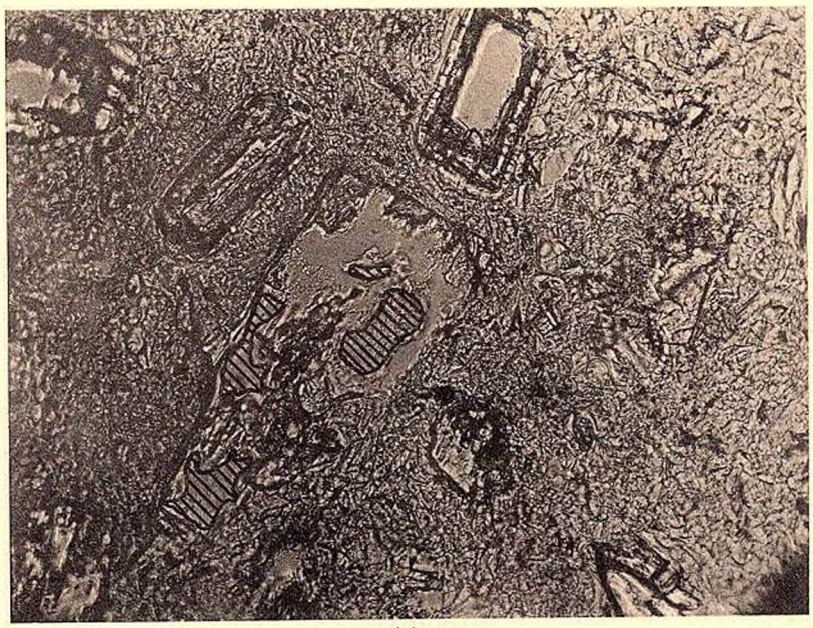


Abb. 8

Repr. Krafft & Drotleff s. a., Sibiu

Institutul Geologic al României

TAFEL IV

Institutul Geologic al României

TAFEL IV

Abb. 9. — Tuff der Valea cu Mărăcini. Ohne Analysator. Vergrösserung 170 ×.
Unten rechts, in der Mitte und oben links befinden sich Feldspatkristalle, die vorwiegend aus hoch lichtbrechender Feldspatsubstanz bestehen und z. T. noch doppelbrechende Reste (umrandet und schraffiert) enthalten; negativ isotrope Substanz ist zonar eingelagert. In der Mitte links tropfenartige Agglomerationen (vgl. Text, S. 425, f.).

Abb. 10. — Tuff der Valea cu Mărăcini. Ohne Analysator. Vergrösserung 170 ×.
In der Mitte tropfenartige Agglomerationen (vermutlich aufgeschmolzene Feldspatsubstanz). Rechts unten zwei Magnetitkörner. Rechts oben ein vollständig doppelbrechender Feldspatkristall. Am linken Rand in der Mitte eine Anreicherung limonitischer Substanz.

Institutul Geologic al României

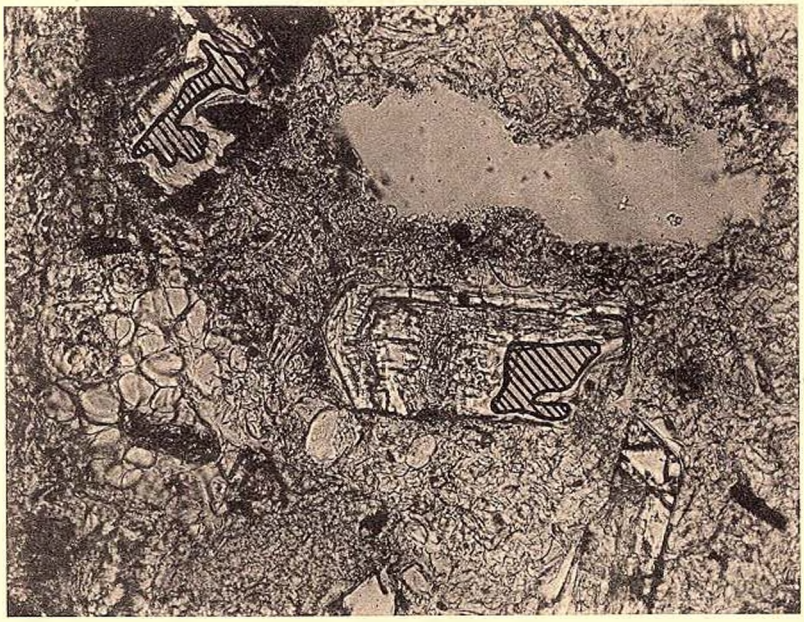


Abb. 9

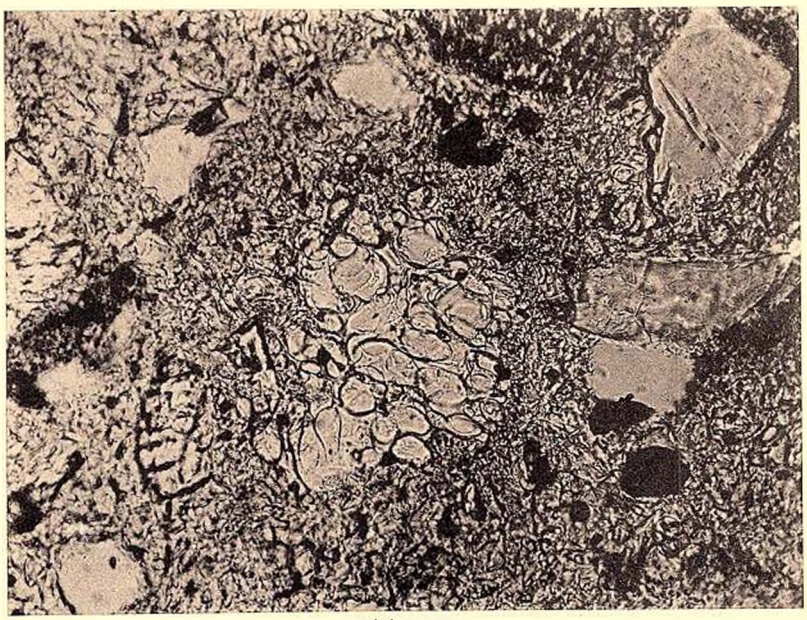


Abb. 10

Repr. Krafft & Drotleff s. a., Sibiu

Institutul Geologic al României

Institutul Geologic al României

C. 42.556.

Institutul Geologic al României